

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Paleontología



**DEFORMACIÓN POST-EMPLAZAMIENTO DE LA
UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL (OLIGOCENO-
ACTUALIDAD): TRANSPRESIÓN DEXTRAL E
IMPLICACIONES REGIONALES**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Javier Elez Villar

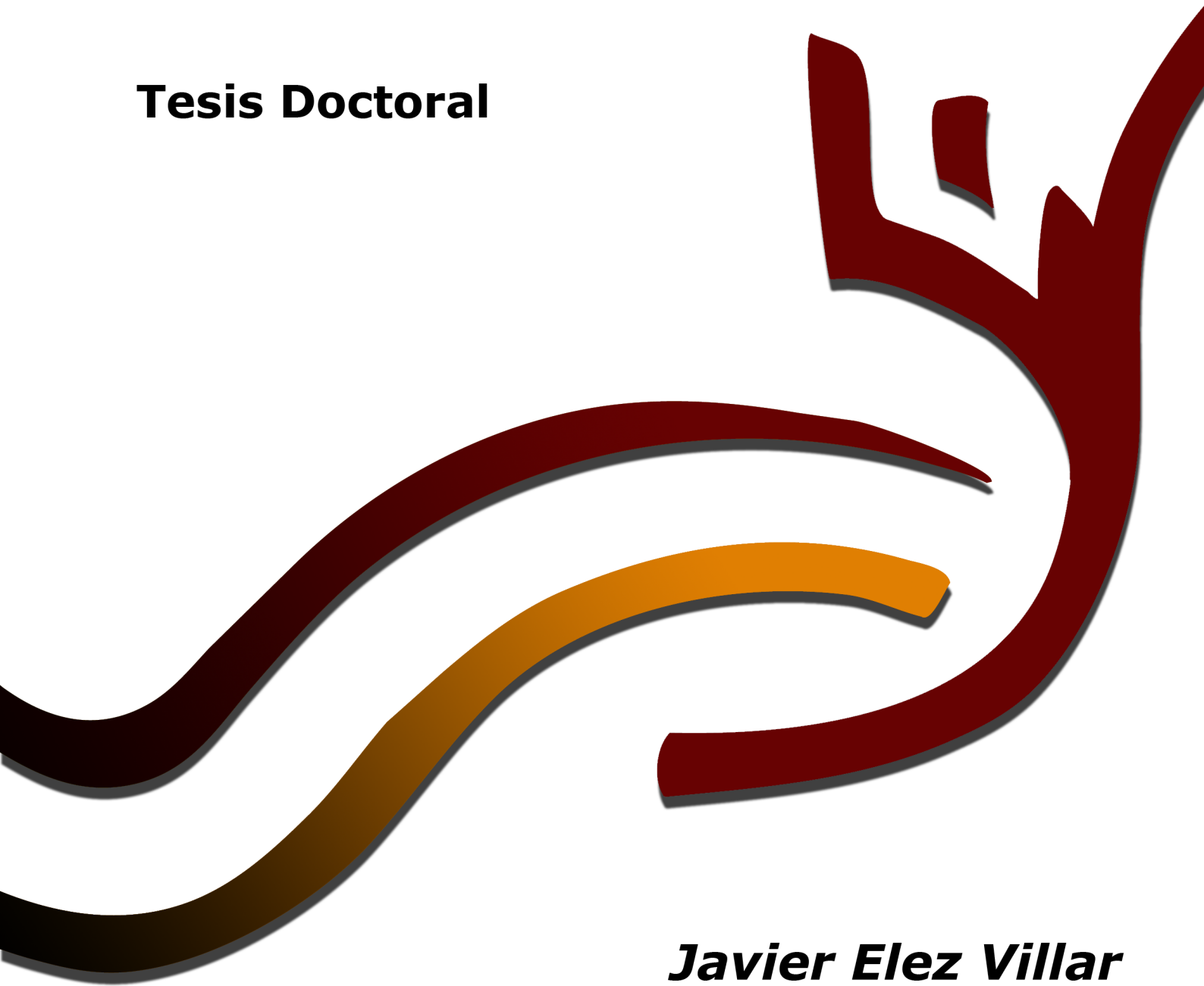
Bajo la dirección de la doctora
Nieves López Martínez

Madrid, 2008

• **ISBN: 978-84-669-3323-0**

DEFORMACIÓN POST-EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL (OLIGOCENO-ACTUALIDAD): TRANSPRESIÓN DEXTRAL E IMPLICACIONES REGIONALES

Tesis Doctoral



Javier Elez Villar

DEFORMACIÓN POST-EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL (OLIGOCENO-ACTUALIDAD); TRANSPRESIÓN DEXTRAL E IMPLICACIONES REGIONALES

Por Javier Elez Villar

**Tesis doctoral realizada dentro del Programa de Doctorado de
Procesos y Recursos Geológicos, en el Departamento de Paleontología
de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense
de Madrid.**

VºBº de la directora Dra. Nieves López Martínez

Madrid, Octubre de 2007

*Dedicado a mis padres
y a mi hermana.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis doctoral se ha realizado con la financiación del Ministerio de Ciencia y Tecnología en forma de beca predoctoral de Formación de Personal Investigador. Aunque de temática eminentemente enfocada a la geología estructural y regional se ha realizado en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid dentro del proyecto BTE-2002-01430 "Cambios Paleoambientales y Paleoclimáticos en el tránsito Cretácico/Terciario en la Unidad Surpirenaica Central".

Tanto que agradecer, afortunadamente, y tan poco espacio para decirlo. A lo largo de estos últimos años he disfrutado del trabajo a diario con Otto Kälin, de quien he aprendido en lo personal y lo profesional y a quien debo gran parte de mi formación. Este trabajo esta profundamente en deuda con sus ideas, trabajo y manera de entender la Geología. Nieves López es otra amiga a la que también quiero agradecer muchas cosas, lo aprendido, la libertad de trabajo, el valor de dirigir una tesis sobre geología estructural y regional y sobre todo siempre el ánimo y el aliento.

Durante estos años también he tenido el placer de trabajar más o menos puntualmente con otros profesionales en este o en otros proyectos, de ellos he aprendido, al menos ellos han dedicado tiempo a enseñarme, cosas que espero no olvidar, muchos de ellos son colegas y sin embargo amigos.

A Miquel Soler Sampere, que tanto me ha enseñado sobre la geología de campo y la del Pirineo. A Carlos Rossi, no hay palabras, ya coincidiremos en el Pirineo. A Andrés Pérez de Estaún, que le tocó la ingrata tarea de corregir gran parte de mis borradores a pesar de la eterna falta de tiempo.

A los compañeros del Departamento de Paleontología por su trato y apoyo, y a los colegas de CEPSA con quienes también he aprendido mucho.

Tanto en lo personal como en lo profesional hay una serie de personas sin las que no entiendo mi vida. Gracias por todo, aunque sé que no hace falta darlas, Israel Polonio, Soledad Cuezva y Enrique Sanz; en lo puramente personal, aunque aguantando mis paranoias, debo dar las gracias aquí por el apoyo a Raquel, Iñaki, Cristina y Jose; y muy especialmente a Anita, que además se reviso los textos.

No creo demasiado en las palabras, así que espero que el tiempo me dé la oportunidad de agradecer con hechos a todas las personas que me han apoyado, muchas más de las que aquí cito, todo lo bueno que en estos años me han dedicado.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos	1
----------------------------	----------

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

2.1 Contexto estructural de los Pirineos	3
2.2 Contexto geográfico y estructural para la USC	6
2.2.1 Contexto geográfico de la USC	6
2.2.2 Contexto estructural de la USC	6
2.3 Nomenclatura estratigráfica utilizada	6
2.4 Antecedentes de las distintas estructuras estudiadas en este trabajo	9
2.5 Introducción a la deformación en regímenes transpresivos ..	10
2.5.1 Cizalla pura versus cizalla simple	11
2.5.2 Descripción detallada del conjunto de estructuras asociadas en el elipsoide de deformación infinitesimal en regímenes de deformación por cizalla simple a partir de modelos análogos y datos de campo	17
2.5.2.1 Estructuras tipo <i>R</i>	17
2.5.2.2 Estructuras tipo <i>R'</i>	18
2.5.2.3 Estructuras tipo <i>P</i>	18
2.5.2.4 Estructuras tipo <i>Y</i> o PDZ (zonas de desplazamiento principal o Principal Displacement Zones)	19
2.5.2.5 Estructuras tipo <i>X</i>	19
2.5.2.6 Estructuras tipo in line	20
2.5.2.7 Estructuras tensionales (<i>T</i>)	20
2.5.2.8 Pliegues y cabalgamientos	21
2.5.3 Secuencia temporal de desarrollo de estas estructuras a partir de modelos experimentales	21
2.5.4 Componente rotacional de la deformación por cizalla simple	22
2.5.5 Situaciones tipo <i>pull-apart</i> y <i>push-up</i>	23

2.5.6 Deformación en régimen transpresivo; modificaciones de estas estructuras-tipo	28
2.5.7 Complicaciones	32
2.5.8 Cómo se observan en la naturaleza	33
2.5.9 Génesis de cuencas en zonas deformadas por transpresión	35

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Introducción general a la metodología de trabajo	37
3.2 Herramientas genéricas informáticas	37
3.2.1 Sistemas de Información Geográfica. Concepto y tipologías de archivos	37
<i>3.2.1.1 Modelo Digital del Terreno</i>	<i>38</i>
3.2.2 Otros tipos de software utilizados	38
<i>3.2.2.1 Sistemas de CAD (Computer Aided Design)</i>	<i>39</i>
<i>3.2.2.2 Software de tratamiento de Imagen</i>	<i>39</i>
<i>3.2.2.3 Otros programas informáticos utilizados</i>	<i>39</i>
3.3 Fuentes de los distintos datos utilizados	39
3.4 Aplicación de la informática a la geología; métodos de trabajo	40
3.4.1 Mapas geológicos, bases de datos y espacios georreferenciados	40
3.4.2 SIG tridimensional y Modelos de Superficie	41
3.4.3 Estudio de perfiles sísmicos	41
3.4.4 Teledetección. Método de Realce Visual	42
<i>3.4.4.1 Análisis de lineamientos estructurales según la metodología propuesta por Herranz y Peláez (1994) y denominada método de Realce Visual (RV)</i>	<i>43</i>
<i>3.4.4.2 Rutina de aplicación del método RV</i>	<i>44</i>
<i>3.4.4.3 Resultados de la aplicación y testeo del método RV</i>	<i>45</i>

CAPÍTULO 4. CONJUNTO DE FALLAS POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL EN LA USC

4.1. Observación en campo de estas estructuras	49
4.2. Descripción de la distribución y atributos de las fallas en función de los niveles y las técnicas de observación	49
4.3. Trabajo en campo, cartografía y medidas discretas de estructuras	50
4.3.1 Observaciones en la estructura de Boixols	50
4.3.1.1 - Descripción de las estructuras asociadas a deformación transpresiva dextral en el sector oriental de la estructura de Boixols	54
<u>Falla del Hostal del Llac, cerca del río Segre</u>	54
<u>Falla de Coll Piqué</u>	56
<u>Conjunto de fallas de la Granja de cerdos</u>	57
<u>Conjunto de fallas en Can Betriu</u>	60
<u>Fallas del barranco del Pui</u>	62
<u>Fallas inmediatamente al sur del sinclinal del Culles</u>	62
<u>Sigmoides de cizalla a gran escala</u>	66
<u>Fallas bajo el sinclinal de San Maximí y cerca de Can Betran ..</u>	68
4.3.1.2 Descripción de las estructuras asociadas a deformación transpresiva dextral en el sector occidental de la estructura de Boixols	70
<u>En la zona del collado de Boixols</u>	70
<u>En el área del pueblo de Boixols</u>	71
<u>En el sinclinal de Faidella</u>	75
<u>En el pueblo de Abella</u>	76
4.3.2. Observaciones en otras áreas de la Unidad Surpirenaica Central	78
4.3.2.1- En la estructura del Montsec en Corçá	78
<u>Ejemplo en afloramiento</u>	78
<u>Ejemplo en cartografía</u>	82

4.3.2.2- Expresión de estas estructuras en la caliza de Alveolinas del flanco Norte de la estructura del Montsec	82
4.3.3. Resumen de las ideas aportadas por el trabajo de campo ..	84
4.4. Trabajo con ortoimágenes; fotointerpretación	86
4.4.1. Fotointerpretación de la mesofracturación	87
4.4.1.1. Comparación de lo observado en campo y en ortoimágenes	89
4.4.1.2. Descripción del mapa de estructuras obtenido mediante fotointerpretación de ortoimágenes	89
4.4.1.3 Evolución lateral de estas estructuras	95
4.4.1.4. Estudio de la morfología cartográfica de estas estructuras	95
4.4.1.5. Resumen de lo aportado por esta cartografía	99
4.5. Trabajo con modelos digitales del terreno (MDT)	104
4.5.1 Realización de un mapa de lineamientos estructurales a partir de los modelos de elevaciones sombreados	104
4.5.2 Comparación entre la cartografía estructural realizada con datos de campo y los "lineamientos" observados en los mapas de elevaciones sombreados	105
4.5.3 Discusión del mapa de lineamientos obtenido	108
4.5.3.1. Estudio de las direcciones	108
4.5.3.2. Estudio de la longitud de los lineamientos	112
4.5.3.3. Estudio de la distribución geográfica	112
4.5.3.4. Resumen de las ideas aportadas por esta técnica de trabajo en esta área	113
4.6. Observaciones en perfiles sísmicos de este conjunto de estructuras en la USC	118

CAPÍTULO 5. CONJUNTO DE PLIEGUES NE-SW EN EL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL

5.1. Introducción. La observación de los pliegues oblicuos	121
5.2. Metodología aplicada	127
5.3 Descripción individualizada de los pliegues	130

5.3.1 Anticlinal de los Nerets	130
5.3.2. Sinclinal de Bastus	134
5.3.3 Anticlinal de Sant Romà	136
5.3.4 Sinclinal de Los Plans	141
5.3.5 Resto de pliegues identificados	143
5.4. Descripción del tren de pliegues	144
5.5. Edad del conjunto de pliegues	145
5.6 Clasificación	145
5.7 Interferencia de pliegues	146
5.8 Génesis del tren de pliegues oblicuos	148
 CAPÍTULO 6. COMPARATIVA CON LOS MODELOS ANÁLOGOS (SAND-BOXES) Y TEÓRICOS (ELIPSE DE DEFORMACIÓN) PARA LA USC	
6.1 Modelos análogos (sandboxes) para el conjunto de fallas cartografiado	151
6.1.1 Niveles dúctiles de despegue por debajo de la USC	151
6.1.2 Inexistencia de posibles anisotropías estructurales adecuadamente orientadas como para condicionar la existencia del patrón de bandas de deformación observado	157
6.1.3 Descripción de los modelos análogos utilizados	157
6.1.4 Discusión de la comparación	160
6.1.5 Conclusiones obtenidas por la comparación con análogos ..	163
6.2 Comparativa con modelos teóricos. Construcción de una elipse de deformación horizontal para la USC	164
 CAPÍTULO 7. MARCO GEOGRÁFICO DE LA DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA DEXTRAL	
7.1. Noreste peninsular (Cataluña)	169
7.1.1 MDT Cataluña. Interpretación y aplicación del método del RV para teledetección	170
7.1.1.1 Interpretación estructural de los lineamientos a partir del modelo de elevaciones sombreado	171

<i>Estructuras tipo R de dirección N110</i>	171
<i>Estructuras tipo X de dirección aproximada N 65</i>	172
<i>Resto de estructuras</i>	173
7.1.1.2 Utilización del método del realce visual en el modelo de elevaciones sombreado	173
7.2. MDT del Pirineo axial y cuenca de Aquitania	179
7.3 Discusión de lo aportado por este capítulo	188
 CAPÍTULO 8. MARCO TEMPORAL DE LA DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA DEXTRAL DOMINADA POR CIZALLA SIMPLE A PARTIR DE DATOS EN EL ENTORNO DE LA USC	
8.1 Edad para el límite cronológico superior, Mioceno final-Actualidad	189
8.1.1 Terremotos actuales, Sismotectónica	189
<i>8.1.1.1 A partir de cartografías generales de epicentros en los Pirineos</i>	190
<i>8.1.1.2 A partir de mecanismos focales y cartografías de epicentros en el Pirineo Oriental</i>	190
<i>8.2.1.3 Comentarios a la distribución y comportamiento de epicentros</i>	192
8.1.2 Neotectónica	195
8.2 Límite cronológico inferior	195
 CAPÍTULO 9. IMPLICACIONES DE LA DEFORMACIÓN POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL. REINTERPRETACIÓN DE ESTRUCTURAS EN EL ENTORNO DE LA USC	
9.1 Banda de deformación de tipo X del Tet-Montsec	197
9.1.1 Datos aportados en este trabajo. Banda de deformación de tipología X del Tet-Montsec	199
9.1.2 Cuenca de Conflent y comportamiento de la falla del Tet .	199
9.1.3 Cuenca de la Cerdanya	202
<i>9.1.3.1 Datos estructurales de la cuenca de la Cerdanya</i>	204
9.1.3.2 Reinterpretación de la génesis estructural de la cuenca de la Cerdanya	205

9.1.4 Propuesta de banda de deformación de tipo X del Tet-Montsec.....	207
9.2 Retrodeformación de estructuras	210
9.2.1 En el anticlinal de Oliana	210
<i>9.2.1.1 Retrodeformación de la morfología cartográfica de la estructura de Oliana</i>	<i>210</i>
<i>9.2.1.2 El problema de las rotaciones: implicaciones</i>	<i>213</i>
9.2.2 Retrodeformación de la morfología cartográfica de la estructura Boixols a partir del MDT	216
<i>9.2.2.1 Realización de la retrodeformación</i>	<i>216</i>
<i>9.2.2.2 Implicaciones de esta retrodeformación</i>	<i>218</i>
9.3 Deformación post-emplazamiento de la USC y el antepaís surpirenaico (cuenca del Ebro)	222
9.3.1 Descripción de la Rampa de Oliana	224
9.3.2 Revisión de las dataciones existentes de las unidades sintectónicas desde Artesa del Segre hasta Oliana	225
9.3.3 Nueva datación bioestratigráfica en Oliana, yacimiento de Villaplana	227
9.3.4 Correlación de unidades tectosedimentarias en la Cuenca del Ebro	229
9.3.5 Cartografía extendida de las unidades tectosedimentarias de Meigs et al. (1996)	231
9.3.6 Implicaciones estructurales de la cartografía propuesta ..	234
<i>9.3.6.1 Emplazamiento de la USC</i>	<i>235</i>
<i>9.3.6.2 Deformación interna de la USC y antepaís autóctono del Ebro</i>	<i>235</i>
<i>9.3.6.3 Marco temporal del conjunto de pliegues oblicuos NE-SW</i>	<i>239</i>
9.4 Discusión y propuesta estructural para la deformación tardía en la USC	241
9.4.1 Comparación de los distintos datos de acortamiento en Sierras Marginales-Rampa del Segre	241
9.4.2 Propuesta estructural para la deformación tardía en la USC-antepaís del Ebro	243

CAPÍTULO 10. DEFORMACIÓN POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL DOMINADA POR CIZALLA SIMPLE EN EL NÚCLEO AXIAL DE LOS PIRINEOS, DATACIÓN DE ESTRUCTURAS E IMPLICACIONES GENERALES

10.1 Núcleo Axial del Pirineo Central	245
10.1.1 Bandas de cizalla	245
<i>10.1.1.1 La falla de Meréns</i>	<i>249</i>
10.1.2 Dominios estructurales variscos denominados infra-estructura y supraestructura en los Pirineos	249
10.2 Discusión e implicaciones sobre las bandas de deformación miloníticas	252

CAPÍTULO 11. DISCUSIÓN

11.1 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple	256
11.1.1 Ampliación del marco geográfico de la “deformación frágil” al N y W peninsular	257
<i>11.1.1.1 Conjunto de fallas de Loiti</i>	<i>257</i>
<i>11.1.1.2 Conjunto de fallas dextrales de Ubierna-Ventaniella ..</i>	<i>257</i>
<u>Conjunto de fallas dextrales de Ubierna</u>	<u>258</u>
<u>Conjunto de fallas dextrales de Ventaniella</u>	<u>261</u>
<i>11.1.1.3 Conjunto de fallas del noroeste peninsular (Galicia y Portugal)</i>	<i>262</i>
<u>MDT de Galicia. Interpretación y aplicación del método del RV para teledetección</u>	<u>262</u>
<u>Datos obtenidos de la literatura y de las cartografías geológicas existentes</u>	<u>263</u>
<u>Comparación de los datos cartográficos y bibliográficos con los obtenidos a partir del MDT</u>	<u>272</u>
<i>11.1.1.4 Reactivación del lineamiento de Alentejo-Plasencia</i>	<i>274</i>
<i>11.1.1.5 Conjunto de fallas en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos</i>	<i>275</i>
<i>11.1.1.6 Discusión del marco geográfico para la deformación dominada por cizalla simple</i>	<i>276</i>
11.1.2 Ampliación del marco temporal de la “deformación fágil” para el N peninsular	278

11.1.2.1 Límite cronológico más antiguo y prolongación de su actividad durante el Neógeno	278
<u>Evolución de la cuenca de As Pontes</u>	279
<u>Cuenca de Meirama</u>	281
<u>Cuencas tipo <i>pull-apart</i> asociadas a la falla de Alentejo-Plasencia</u>	281
<u>La cuenca de Vilarisa, en el conjunto de fallas de Vilarisa-Bragança</u>	282
<u>Otras cuencas terciarias desarrolladas en zonas sinestrales tipo X del noroeste peninsular</u>	283
11.1.2.2 Edad para el límite cronológico más reciente, Mioceno final-Actualidad	285
<u>Terremotos actuales, Sismotectónica</u>	285
<u>Comentarios a la distribución y comportamiento de epicentros</u>	286
<u>Neotectónica</u>	286
11.1.2.3 Discusión de la evolución temporal de la "deformación frágil" para el N de Iberia	287
11.2 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla pura	288
11.2.1 Interpretación de la tipología de deformación que genera las "estructuras dúctiles"	289
11.3 Convergencia oblicua y partición de la deformación: comparación con el marco cinemático tardío de Iberia con respecto a Europa y modelo de deformación general	291
11.3.1 Convergencia oblicua de Iberia con respecto a Europa estable	291
11.3.2 Modelo de deformación general, tectónica transpresiva dominante y partición de la deformación	293
11.4 Implicaciones regionales del modelo tectónico propuesto	295
11.4.1 Implicaciones en la USC y pirineo Axial	295
11.4.1.1 Posibles acumulación de la deformación en el margen N de la USC (zona de las Nogueras)	295
11.4.1.2 Incremento de la cantidad de deformación alpina en	

<i>el Pirineo Axial y exhumación tardía</i>	<i>295</i>
---	------------

<i>11.4.1.3 Comentarios sobre la PDZ o zona de convergencia entre Europa e Iberia</i>	<i>296</i>
---	------------

11.4.2 Breves implicaciones para el N de Iberia de la defor- mación transpresiva dominada por cizalla simple	296
---	------------

11.5 Resumen de ideas aportadas por este capítulo	297
--	------------

CAPÍTULO 12. CONCLUSIONES

12.1 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple	299
--	------------

12.2 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla pura	301
--	------------

12.3 Régimen tectónico transpresivo dominante	302
--	------------

CAPÍTULO 13. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	305
--	------------

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo trata principalmente sobre las tipologías de deformación que afectan a la Unidad Surpirenaica Central (USC; Seguret, 1972) en un lapso temporal tardío con respecto a su emplazamiento. Ese lapso temporal abarca aproximadamente desde el Oligoceno hasta la actualidad.

Hasta el momento, la deformación post-emplazamiento en la USC y su entorno, en el intervalo temporal citado, es poco conocida. Sin embargo, a lo largo de este trabajo se evidenciarán nuevos conjuntos de estructuras, profusamente distribuidos en todo el área de estudio, que permitirán evaluar cuáles son las tipologías de deformación involucradas. Esto permitirá, dentro del mismo marco geotectónico y aplicando los modelos estructurales que se van a desarrollar, reinterpretar y entender algunas de las grandes estructuras tardías de la USC y de su entorno. También se van a estudiar las implicaciones más generales de estas tipologías de deformación dentro del contexto evolutivo tardío del Pirineo y del norte de la península Ibérica.

El interés de este planteamiento radica fundamentalmente en entender la evolución estructural y tectónica de la USC y su entorno desde su emplazamiento hasta la actualidad, generando un modelo que permita explicar dicha evolución tardía, relacionarlo con la sismotectónica y la neotectónica y definir así la evolución tardía del orógeno pirenaico en esta zona. Algunas de las implicaciones más generales permitirán entender parte de la evolución de la cadena pirenaica dentro de una región más amplia que abarca el N y W de la Península Ibérica.

1.1 Objetivos

El objetivo fundamental de este trabajo es la descripción e interpretación de las tipologías de deformación deducidas para la USC y su entorno a partir de los conjuntos estructurales detectados en un intervalo temporal que abarca desde

De manera general, este trabajo y sus conclusiones resultarían imposibles sin la existencia de una serie de parámetros fundamentales ajenos a nosotros: por un lado, la excepcionalidad absoluta de los afloramientos en la USC y su entorno, tanto en cantidad como en calidad y variedad, algo que por bien conocido no es menos importante.

Por otro lado, la existencia de geoinformación digital de muy alta calidad, generalmente gratuita y de fácil acceso en Internet, junto a la tremenda evolución de los sistemas de *software* y *hardware* en los últimos años y que ahora se aplican como herramienta habitual en Geología.

Además, solo la existencia de un fondo de conocimiento tan importante del norte de la Península y la facilidad de adquisición de gran parte de los trabajos realizados en estas áreas, ha permitido la realización de este trabajo.

Por otra parte y como en capítulos siguientes se evidenciará, el descubrimiento de un único y nuevo yacimiento paleontológico permitirá redefinir parte importante del marco estructural tardío de la USC.

El parámetro tiempo muchas veces definido por la Paleontología es siempre decisivo y de crucial importancia en la interpretación de cualquier proceso geológico que evolucione en el tiempo.

Esta relación entre la Paleontología y la Tectónica muestra de otra forma la íntima vinculación que existe en la naturaleza entre todas y cada una de las partes en las que, para entenderla, la subdividimos.

el final del emplazamiento de la USC en el Oligoceno inferior más reciente (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Burbank *et al.*, 1992a), hasta la actualidad.

Se pretende estudiar aquí la relación espacial y temporal existente entre las tipologías de deformación deducidas, dentro del marco geotectónico general de convergencia oblicua entre las placas tectónicas Ibérica y Europea. Ello permitirá integrar en una secuencia lógica los eventos de deformación tardía detectados, lo que permitirá vincular la deformación post-emplazamiento de la USC con la actividad tectónica reciente (neotectónica y sismotectónica).

Este marco general de objetivos se aborda mediante diferentes procedimientos:

- En primer lugar, la realización de cartografías geológicas, tanto a partir de datos y trabajo de campo como mediante el uso de técnicas de fotointerpretación, teledetección con modelos digitales del terreno e integración de datos existentes. También se han realizado cartografías estructurales de detalle en zonas con afloramientos excepcionales.

- En segundo lugar, mediante la extensión geográfica fuera de la USC de los conceptos entendidos en zonas concretas de la USC, se podrán describir los distintos aspectos de estas deformaciones a nivel regional, utilizando métodos de trabajo cartográficos y teledetectivos.

- Paralelamente, se ha aglutinado la mayor cantidad posible de datos de todas las fuentes bibliográficas disponibles, para intentar entender la evolución estructural reciente de la península Ibérica, haciendo hincapié fundamentalmente en la evolución de la Unidad Surpirenaica Central y áreas adyacentes.

Más adelante se describen de manera somera las principales características del orógeno pirenaico en su zona central (apartado 2.1.2).

En los trabajos consultados, los diversos autores han calculado una serie de valores de acortamiento mediante cortes compensados en dirección N-S. Estos valores de acortamiento son aproximadamente coherentes con la separación en el pasado de las placas Ibérica y Europea reconstruida a partir de datos paleomagnéticos. Sin embargo, como comentaremos más adelante, para todas las reconstrucciones de paleoposición de la placa Ibérica durante la convergencia Meso-Cenozoica, el vector medio de movimiento es oblicuo y la magnitud del movimiento en dirección N-S es muy similar al E-W (apartado 1.2). Esta situación es especialmente clara a partir del final del Cretácico. Por tanto, los cortes N-S sólo pueden definir la componente normal de acortamiento a la zona de convergencia entre Iberia y Europa (de dirección E-W).

Explorar esta posibilidad, buscar los marcadores de este hipotético acortamiento oblicuo, es lo que en origen motiva este trabajo de tesis doctoral.

Se han integrado también algunos de los resultados de un amplio estudio de perfiles sísmicos realizado por nosotros en la USC que ayudan a soportar la descripción de los conjuntos de estructuras descubiertos en la USC. Este estudio de perfiles sísmicos en 3D no ha podido ser integrado por problemas de tiempo en este trabajo de tesis, pero será la base de futuros trabajos.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

A lo largo de este trabajo se van a describir detalladamente dos conjuntos de estructuras tardías descubiertos en la USC. El primero de ellos es un conjunto de fallas con saltos dominantes en dirección y el segundo corresponde con un tren de pliegues de dirección NE-SW similares a los ya descritos en la literatura en el NE de la cuenca del Ebro.

Ambos se enmarcarán en un contexto transpresivo en el cual las fallas con saltos dominantes en dirección responden a deformación dominada por cizalla simple.

Por esto, los antecedentes se han subdividido en cinco subcapítulos. El primero hace referencia al marco geológico y estructural del Pirineo, someramente se enumeran algunas de las principales características de este y el marco geotec-

tónico en el que se desarrolla. El segundo hace referencia a la USC, objetivo principal de este trabajo de tesis, sobre todo a su subdivisión interna en unidades. En el tercero de estos subcapítulos se hace una introducción a la nomenclatura estratigráfica genérica que se va a utilizar. De los dos restantes, el primero de ellos está en relación con las estructuras estudiadas en los trabajos de campo y cartografía en la zona centro-oriental de la USC aquí presentados. El segundo es una recopilación de ideas generales sobre el marco teórico en el que se mueve este trabajo en cuanto a deformación por transpresión se refiere. Se ha considerado necesario hacer esta recopilación teórica ya que se van a presentar muchos datos que son interpretables dentro de los diferentes matices que la deformación dominada por cizalla simple permite.

2.1 Contexto estructural de los Pirineos

La USC, objetivo principal de estudio de este trabajo, ha de entenderse como parte involucrada en la evolución de los Pirineos (posición en la fig. 2.1a). Resumimos a continuación algunos de los principales rasgos de la estructura de la cadena pirenaica en los Pirineos Centrales (fig. 2.1a y b).

La Cadena Pirenaica en la zona entre Francia y España representa un orógeno de convergencia continental. Los Pirineos Centrales representan una parte importante de la zona de convergencia entre las placas Europea e Ibérica, deformada principalmente desde el Cretácico superior hasta el Mioceno. Esta zona central presenta características de doble cuña asimétrica con doble vergencia (Beaumont *et al.*, 2000).

La cuña sur esta constituida por un *imbricate stack* que involucra rocas de cobertera y un *antiformal stack* desarrollado en rocas de basamento. Ambos conjuntos tienen vergencia sur, aunque con algunos retrocabalgamientos de vergencia norte (Vergés y Muñoz, 1990). La

cuña norte esta constituida por un *imbricate stack* de vergencia norte que involucra rocas de cobertera y basamento (Beaumont *et al.*, 2000; Muñoz, 1992).

La deformación de esta doble cuña al inicio migra principalmente hacia el antepaís con vergencia sur, generando cuencas tipo *piggyback*. Durante el mismo tiempo también están documentadas deformaciones internas hacia el *hinterland* y de vergencia norte (Vergés y Muñoz, 1990). Tanto las dimensiones como los desplazamientos calculados y el acortamiento interno son mayores en la cuña sur que en la norte (Beaumont *et al.*, 2000).

El *antiformal stack* de materiales de basamento de la cuña sur está limitado hacia el norte por la falla Norpirenaica (Muñoz, 1992). Esta falla mayor se desarrolló durante el desplazamiento sinistral de Iberia respecto a Europa durante el Cretácico medio (Choukroune, 1976). La falla Nord-pirenaica evolucionó desde un régimen transtensivo sinistral de edad Albo-Cenomaniense, con la génesis de cuencas tipo *pull apart* y desarrollo

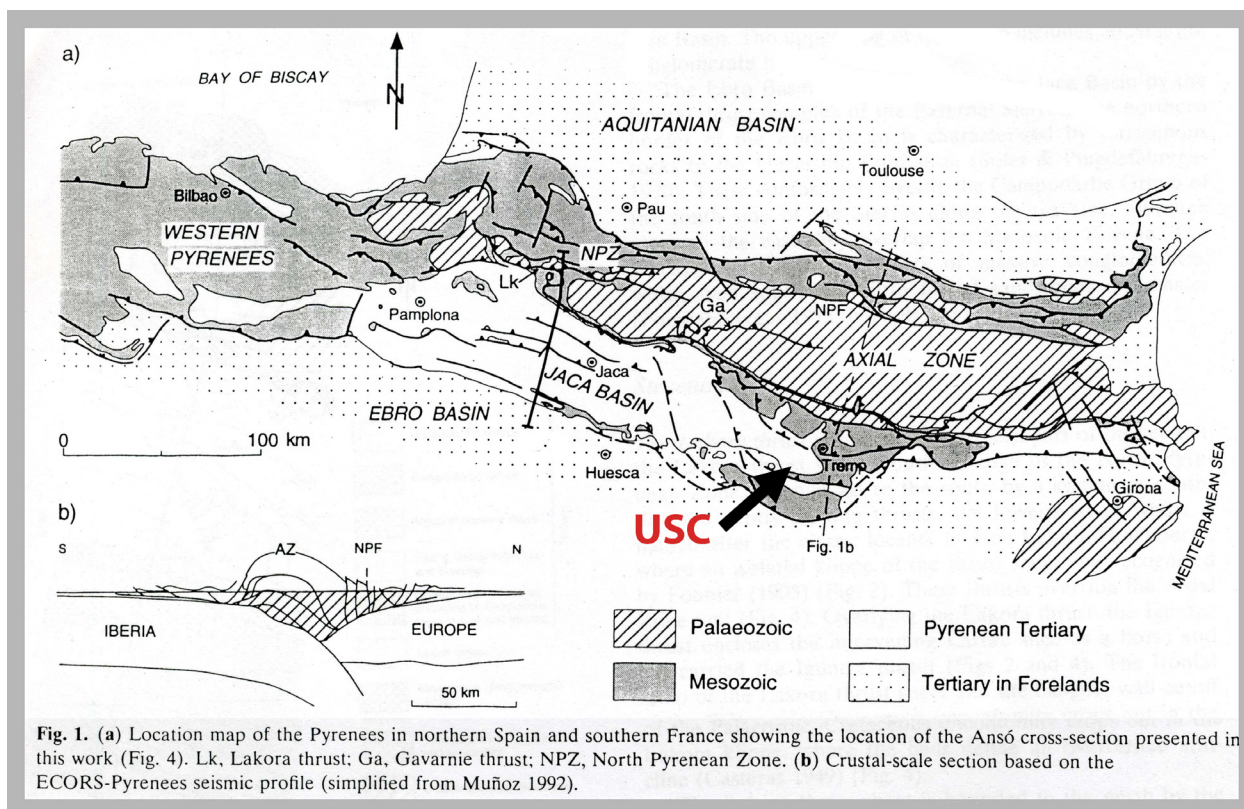


Figura 2.1: a) Mapa de localización de los Pirineos en el N de España y S de Francia. b) Sección de escala cortical basada en el perfil sísmico ECORS. Tomado de Teixell (1996)

de metamorfismo térmico (García Senz, 2002; Debroas, 1990; Goldberg y Maluski, 1988), a un régimen transpresivo durante la convergencia desde el Senonien inferior (Puigdefábregas y Souquet, 1986; Debroas, 1990). La cantidad de convergencia durante la transpresión se considera insignificante en comparación con la convergencia general.

En una estrecha banda a lo largo de la falla Norpirenaica se observan, embebidas entre rocas metamórficas del mesozoico inferior, rocas granulíticas y lherzolitas (rocas ultrabásicas del manto superior; Choukroune, 1976; Vielzeuf y Kornprobst, 1984). Estas rocas fueron transportadas a niveles superiores de la corteza durante el movimiento predominantemente sinistral de la falla Norpirenaica. En los Pirineos, aparte de esta estrecha banda paralela a la falla Norpirenaica no se observan rocas metamórficas o de la corteza inferior post-hercínicas (Beaumont *et al.*, 2000).

Según Beaumont *et al.* (2000), la interpretación de la estructura profunda del Pirineo a escala litosférica, como una doble cuña con doble vergencia que solo involucra materiales de la corteza superior, es la que mejor se ajusta a los datos

geofísicos existentes sobre este orógeno (perfiles profundos de sismica de reflexión y refracción, mapas de anomalías magnéticas, magnetotelúricos, tomográficos, de flujo térmico, etc.) (Choukroune *et al.*, 1989; Daignières *et al.*, 1989; Roure *et al.*, 1989; Torné *et al.*, 1989; Mattauer, 1990; Muñoz, 1992; Pous *et al.*, 1995; Ledo, 1996; etc). Según estos autores, la corteza de Iberia se desacoplaría en dos partes, y la parte inferior subduciría, conjuntamente con el manto litosférico, en el manto y por debajo de la placa europea.

A cada lado de las cuñas orogénicas se encuentran preservadas una serie de cuencas. Al norte, la cuenca de *foreland* de Aquitania tiene un relleno sedimentario de hasta 5.000 m de potencia de sedimentos turbidíticos del Cretácico superior, cubiertos por hasta 5.000 m de serie paleógena fundamentalmente continental (Deramond *et al.*, 1993; Buis y Rey, 1975). La cuenca de *foreland* de Aquitania se desarrolló fundamentalmente en el *footwall* del cabalgamiento frontal norpirenaico y no fue involucrada de manera importante en el conjunto de cabalgamientos norpirenaicos. Solo du-

rante el Paleógeno es deformada por un conjunto de pliegues y cabalgamientos menores en las inmediaciones del *foot-wall* del cabalgamiento frontal (Baby *et al.*, 1988; Déramond *et al.*, 1993).

Al sur, la cuenca cretácica pirenaica es más grande en planta y la sección general compuesta es mayor. Los primeros depósitos sinorogénicos están representados por turbiditas del Cretácico superior, similares a las de la cuenca de Aquitania pero menos potentes. Estas turbiditas evolucionan en el tiempo en sucesiones continentales del Cretácico superior-Eoceno inferior. Las series superiores del Eoceno están caracterizadas principalmente por secuencias marinas con fuertes variaciones laterales de facies y espesores (Puigdefábregas *et al.*, 1986 y 1992).

Parte de esta cuenca, junto con materiales Mesozoicos y Paleógenos transportados mecánicamente en general sobre el Triásico evaporítico, configura la denominada Unidad Surpirenaica Central (USC) en el sentido de Seguret (1972). Se sitúa inmediatamente al sur de la Zona Axial y está integrada por tres láminas tectónicas con poca deformación interna: Boixols, Montsec y Sierras Marginales (Seguret, 1972; Garrido-Megías y Ríos, 1972; Camara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993; Vergés, 1999).

En su última etapa, cuenca de *foreland* del Ebro, se sedimentan materiales predominantemente continentales con espesores de hasta 4 km entre el Priabonense y el Mioceno inferior (Burbank *et al.*, 1992a; Mellere, 1993; Teixell, 1996). Posteriormente materiales clásticos rellenaron la cuenca ya endorreica del Ebro desde el Mioceno medio y fueron enterrando el conjunto de cabalgamientos surpirenaico.

Para estimar el acortamiento e integrando los diferentes datos geológicos y geofísicos, los autores precedentes han realizado muchos cortes compensados, siempre en trazados N-S. En los Pirineos Centrales, los acortamientos estimados en esta dirección varían entre los 165 km de Beaumont *et al.* (2000) que se situaría entre los máximos, los 125 km de

Muñoz (1992), los 111 km de Déramond *et al.* (1984), los 106 km de Williams y Fischer (1984) y los 88 km de Seguret *et al.* (1985) entre los mínimos. Estos valores de acortamiento son coherentes a rasgos generales con la componente de movimiento en dirección N de Iberia con respecto a Europa estable (Beaumont *et al.*, 2000).

Según las interpretaciones existentes, la dirección de transporte de la USC sobre el antepaís mediante cabalgamientos se mantuvo constante entre N-S y NNE-SSW (Beaumont *et al.*, 2000). Esta dirección ha sido deducida a partir de los patrones cartográficos, de criterios cinemáticos en algunos planos de cabalgamiento (Muñoz, 1992) y de la ausencia de rotaciones significativas a lo largo de ejes verticales (Dinarés *et al.* 1992). Estas observaciones implican una convergencia entre las placas Ibérica y Europea prácticamente normal a lo largo de la fase orogénica principal (Beaumont *et al.*, 2000).

Sin embargo, para todas las reconstrucciones de la paleoposición de la placa Ibérica, al menos desde la anomalía magnética 34 (Senoniense) el vector medio de convergencia con respecto a Europa estable es oblicuo (ver fig. 2.2), y la descomposición de este vector medio indica magnitudes relativamente similares para las dos componentes N-S y E-W, (Grimaud *et al.* 1982; Roest y Srivastava, 1991; Olivet, 1996; Rosembaum *et al.*, 2002; Sibuet *et al.*, 2004; Srivastava *et al.*, 1990; Dewey *et al.*, 1989; etc.). La misma tendencia se obtiene de los trabajos de Mazzoli y Helman (1994) específicos para la evolución del movimiento de placas desde el Neógeno.

Esto significa que la cantidad de movimiento en dirección desde al menos la anomalía magnética 34 (Senoniense) no es insignificante en comparación con la convergencia general. Por tanto, los cortes N-S presentados por los distintos autores para el Pirineo no explican la componente de movimiento relativo de la Península Ibérica hacia el W con respecto a Europa, de magnitud similar a la N-S, y las morfologías cartográficas y en sección presentadas en la literatura para las distintas estructuras del Pirineo Central no reflejan este movimiento.

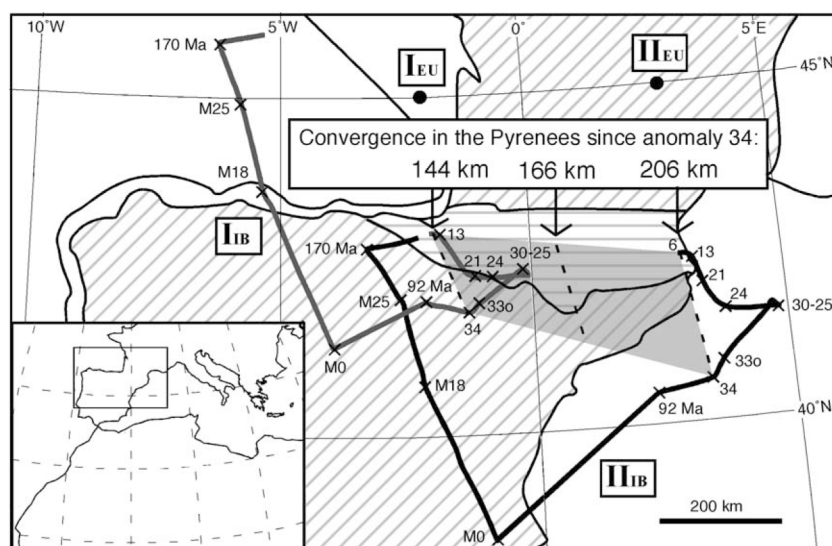


Fig. 2. Trajectories of two points in Iberia relative to fixed points in Europe plotted as a function of time ($I_{IB} = 43^\circ N/2^\circ W$; $I_{EU} = 45^\circ N/2^\circ W$; $II_{IB} = 42.5^\circ N/3^\circ E$; $II_{EU} = 45^\circ N/3^\circ E$). Shaded area and dashed lines indicates the amount of convergence in the Pyrenees since anomaly 34 (83 Ma).

Figura 2.2: Trayectoria de Iberia con respecto a Europa estable, tomada de Rosenbaum *et al.* (2002).

2.2 Contexto geográfico y estructural para la USC

La Unidad Surpirenaica Central es el contexto fundamental sobre el que se desarrolla este trabajo. La USC contextualiza tanto a nivel geográfico como geológico gran parte de los trabajos desarrollados a continuación. Para conocer mejor este punto de inicio se procede a continuación a comentar brevemente tanto el marco geográfico como un resumen de las principales unidades y características geológicas que la componen en su sector Centro-Oriental.

2.2.1 Contexto geográfico de la USC

El ámbito geográfico que abarca la parte centro oriental de la USC, en la que fundamentalmente se ha trabajado en campo para este trabajo, corresponde a las provincias de Lérida y Huesca (en Cataluña y Aragón respectivamente). Más en detalle esta zona está aproximadamente limitada por los ríos Noguera Ribagorzana al W y Segre al E. En dirección N-S la zona sobre la que más se ha trabajado estaría limitada al sur por el

valle de Ager y hacia al norte se extendería más allá de las sierras de San Gervás y del Boumort. Gran parte de la comarca leridana del *Pallars Jussà* está englobada en esta área geográfica.

Toda esta zona está dentro del conocido como prepirineo de Lérida en el que las lineaciones montañosas se disponen con una dirección principal E-W, respondiendo a estructuras geológicas mayores y están profundamente cortadas por ríos de dirección N-S. Entre medias de estas lineaciones montañosas más discretas se disponen amplios valles, en general dedicados a la agricultura.

Algunas de las poblaciones más importantes dentro de esta zona de clima claramente mediterráneo son Ager, Tremp, Oliana, Coll de Nargó, Orgañá, etc.

2.2.2 Contexto estructural de la USC

El contexto estructural fundamental de este trabajo se sitúa en la denominada Unidad Surpirenaica Central (USC) en términos de Seguret (1972).

Esta es un manto de corrimiento situado al sur del núcleo Axial del Pirineo y de más de 50 km en dirección N-S y más de 90 en E-W (posición en fig. 2.1). Corresponde a materiales de cobertera despegados en general sobre los materiales dúctiles del Keuper, sin que estén involucrados en esta unidad materiales de basamento. Su rango estratigráfico cubre en mayor o menor medida desde el Triásico hasta el Cenozoico. Tiene una aloctonía muy importante, que varía según autores pero que se sitúa en valores mínimos razonables de 40 km sobre los materiales autóctonos del Ebro (Seguret, 1972; Garrido-Megías y Ríos, 1972; Camara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993; Vergés, 1999; Muñoz y Teixell, 2000; García Senz, 2002; y un largo etc.)

Estructuralmente esta unidad está dividida a su vez en tres grandes láminas que de norte a sur se denominan Boixols, Montsec y Sierras Marginales, cada una de ellas limitada por estructuras mayores (cabalgamientos en última fase), algunas de las cuales reflejan actividad de inversión parcial de fallas extensionales mesozoicas (Seguret, 1972; Garrido-Megías y Ríos, 1972; Camara y Klimowitz, 1985; Farrell *et al.* 1987; Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993; Vergés, 1999; Muñoz y Teixell, 2000; García Senz, 2002; y un largo etc.

De norte a sur, la secuencia de accidentes mayores en el sector centro oriental de la USC y que limitan estas láminas principales sería (fig. 2.3):

- Retrocabalgamiento de Morrerres, zona compleja de cabalgamientos sustractivos y retrocabalgamientos situada inmediatamente al sur de la zona de las Nogueras (Teixell, 2004; Muñoz, 1992; Saura, 2004).

- Lámina de Boixols, limitada al norte por el retrocabalgamiento de las Morrerres (Muñoz, 1992; Saura, 2004) y al sur por el frente de Boixols; entre medias se desarrolla el sinclinal de Santa Fe. Este frente de Boixols está dominado por una serie de pliegues de escala kilométrica de dirección aproximadamente E-W,

del cual el más importante (San Cornelli-Boixols-Abella-Nargó) es un anticlinal de crecimiento de propagación de falla relacionado con inversión parcial de fallas extensionales del Cretácico inferior (Bond y McClay, 1995; Berástegui *et al.*, 1993; García Senz, 2002; Vergés, 1999; etc.). En el presente trabajo se denominará "estructura de Boixols" a este conjunto estructural que limita al sur la lámina de Boixols.

- Lámina del Montsec, limitada al norte por la estructura de Boixols y al sur por el cabalgamiento del Montsec; entre medias se desarrolla el amplio sinclinal de Tremp-Graus (Garrido y Ríos, 1972; Camara y Klimowitz, 1985; Vergés, 1999; Millán Garrido *et al.* 2000; Teixell y Muñoz, 2000; etc.). El cabalgamiento del Montsec también evoluciona desde una situación previa, en la que se nuclea sobre pliegues de propagación de falla relacionados con inversión parcial de fallas extensionales del Cretácico inferior (Vergés, 1999; Ullastre y Masriera, 1992; Ullastre, 1998; Muñoz y Teixell, 2000; etc.). En el presente trabajo se denominará "estructura del Montsec" a este conjunto de estructural que limita hacia el sur la lámina del Montsec.

- Lámina de Sierras Marginales, limitada al norte por el frente de la estructura del Montsec y al sur por el frente de cabalgamientos surpirenaico sobre el antepaís del Ebro. Esta unidad es la más deformada internamente y presenta una serie de anticlinales, sinclinales y cabalgamientos de relaciones estructurales complejas, entre ellos el sinclinal de Ager, anticlinal de Millá, sinclinal de Tragó de la Noguera y el frente de cabalgamientos surpirenaico (Pocoví, 1978; Senz y Zamorano, 1992; Millán *et al.*, 1995; Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Vergés, 1999; Millán-Garrido *et al.*, 2000; Teixell y Muñoz, 2000; Teixell, 2004; etc.).

En el material autóctono del Ebro al sur de la USC se desarrolla un anticlinal de despegue, denominado anticlinal de Barbastro, que se relaciona con el emplazamiento hacia el sur de la USC (Senz y Zamorano, 1992; Millán *et al.*, 1995;

Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Martínez Peña y Pocoví, 1998; Vergés, 1999; Millán *et al.*, 2000; Teixell y Muñoz, 2000; etc). Esta estructura se incluye en la actividad tectónica tardía que estudiamos en este trabajo.

La USC termina hacia el E en la zona de rampas del Segre en la que destaca la estructura anticlinal de Oliana, interpretada como un *duplex antiformal* de materiales del autóctono en el *footwall* de un *imbricate stack* en materiales alóctonos de la cobertera (Vergés y Muñoz, 1990; Vergés *et al.*, 1992; Burbank *et al.*, 1992b; Vergés, 1999).

El emplazamiento de la USC es consecuencia de la convergencia de la placa Ibérica con la Europea durante el Mesozoico y Cenozoico y responde a procesos de deformación en cobertera como respuesta a la deformación de basamento y crecimiento al norte del núcleo axial de la Cadena Pirenaica (Seguret, 1972; Williams, 1985; Cámara y Klimowitz, 1985; Vergés, 1999; Teixell y Muñoz, 2000; etc.).

No se va a entrar en más detalle en la descripción de cada una de estas láminas, ya que en general las estructuras cartografiadas y estudiadas a lo largo de este trabajo son claramente posteriores y cortan limpiamente las anteriores. Solo en algunos casos concretos en los que se haga referencia a algún detalle estructural determinado y necesario de alguna de estas estructuras se introducirá brevemente allí donde corresponda. Por tanto estas estructuras mayores se van a utilizar como referencia, a veces geográfica, de las deformaciones posteriores.

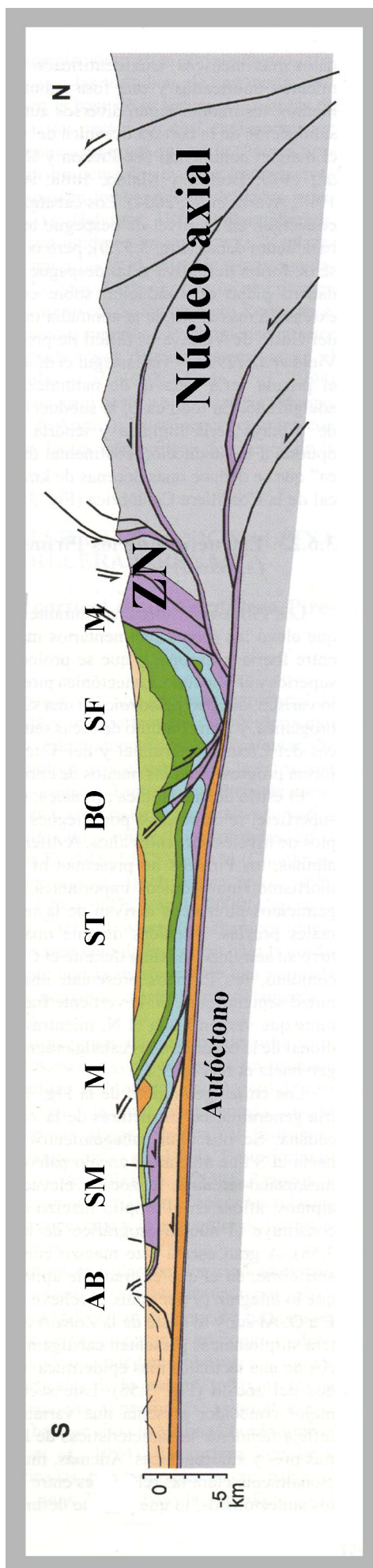


Figura 2.3: Corte Geológico N-S a lo largo de la USC. Teixell (2004), modificado de Muñoz (1992) y con modificaciones en la zona de Sierras Marginales tomadas de Vergés (1993). En morado las unidades dúctiles del Triásico. Posición en la fig. 2.1a. AB, anticlinal de Barbastro; SM, Sierras Marginales; M, estructura del Montsec; ST, Sinclinal de Tremp; BO, estructura de Boixols; SF, sinclinal de Santa Fe; M, retrocabalgamiento de las Morreses; ZN, zona de las Nogueras.

2.3 Nomenclatura estratigráfica utilizada

Dado el carácter tardío del conjunto de estructuras que se va a estudiar en adelante, no existen apenas en la USC sedimentos sintectónicos que permitan su datación. Por ello, al igual que con las estructuras mayores, se va a utilizar una referencia estratigráfica muy general de los materiales deformados por estas estructuras.

La estratigrafía genérica utilizada en este trabajo para la USC corresponde a:

- Materiales dúctiles del Trias-Lias, o facies Keuper para la parte inferior de la serie.
- Jurásico, indiferenciado en todos los casos.
- El Cretácico inferior se subdivide en los términos expuestos por García Senz (2002) y fundamentalmente a partir de las características reológicas de los materiales (duros y blandos).
- Del Cretácico superior se utilizarán términos informales genéricos;

Fm. Santa Fe para las plataformas marinas del Cenomaniense; Fm. Margas del Montsec para las unidades margosas del Santoniense y Fm. Valcarga para sus posibles equivalentes en Boixols; Fm. Aren y Fm. Tremp para los términos transicionales entre Cretácico y Terciario.

- Los materiales marinos del Eoceno, correspondientes a plataformas con Alveolinas se denominarán genéricamente "Grupo Figols" según Mutti *et al.* (1988).

- Por último se utiliza el término Conglomerados de la Pobla para las unidades "molásicas" de conglomerados discordantes y continentales en el norte de Boixols (Mellere y Marzo, 1992).

De la misma manera que para las estructuras mayores, para la estratigrafía solo se harán referencias puntuales a datos más en detalle cuando se necesiten y serán comentados allí donde corresponda.

2.4 Antecedentes de las distintas estructuras estudiadas en este trabajo

En general, la deformación post-emplazamiento en la USC y su enlace con la evolución neotectónica y sismotectónica posterior está poco estudiada (Teixell y Muñoz, 2000).

La única excepción la constituye la secuencias tectosedimentarias y las estructuras de edad Oligoceno-Mioceno inferior del antepaís del Ebro en el frente de las Sierras Marginales y de la rampa de Oliana, donde existe un amplio bagaje de estudio estructural a lo largo de las últimas décadas (Pocoví, 1978; Senz y Zamorano, 1992; Millán *et al.*, 1995; Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Martínez Peña y Pocoví, 1998; Vergés, 1999; Millán *et al.*, 2000; Teixell y Muñoz, 2000; entre otros).

En parte, este trabajo viene a cubrir algo de este hueco de conocimientos, aunque siempre con la dificultad de concretar el parámetro tiempo.

Uno de los conjuntos estructurales descrito en este trabajo lo constituye una serie de fallas con salto predominante en dirección, de las que se hablará en adelante.

Estas estructuras, no habían sido descritas con anterioridad de manera concreta ni detallada, y en conjunto no existe ningún trabajo que trate sobre ellas. En las diferentes cartografías de la serie MAGNA han sido identificadas algunas de las distintas tipologías estructurales que se propondrán más adelante pero en ninguna publicación representan un

conjunto estructural definido y suelen estar indiferenciadas. Por otro lado, en los trabajos bibliográficos consultados sobre la USC, estas fallas han sido identificadas en algunos lugares, pero no han sido entendidas ni diferenciadas como conjunto estructural independiente de las grandes unidades estructurales.

Por lo general, estas fallas con salto dominante en dirección son menores en comparación con las grandes estructuras tempranas como las estructuras del Montsec o Boixols (de dirección E-W), y han sido atribuidas a diferencias en la cantidad de acortamiento en dirección N-S y por tanto interpretadas implícita o explícitamente como fallas de transferencia.

Así las identifica Ullastre (1998), en la estructura del Montsec, o García Senz (2002) en la estructura de Boixols entre la zona del monte San Cornelli y Abella. Igualmente lo hace Vergés (1999), con respecto a la estructura de Boixols en Coll de Nargó o Ullastre *et al.* (1990) y Ullastre y Masriera (2006) en la zona del Culles.

Solo se han acercado al planteamiento que se desarrolla en este trabajo los comentarios generales de Teixell y Muñoz (2000) y los trabajos en la zona de las Nogueras de Saura (2004), que hablan sobre la deformación interna y tardía en la USC y zona de las Nogueras y la describen como "cabalgamientos complejos de planos verticales". De igual manera, se reconocen semejanzas con el planteamiento de los datos estructurales y la interpretación propuesta de éstos en la zona del Pedraforca por Duran-Delga *et al.* (1989).

El otro conjunto estructural descrito en este trabajo lo constituye el tren de pliegues oblicuos que atraviesa en dirección NE-SW la practica totalidad de la USC. Sobre estas estructuras no hay apenas datos previos. Alguna de las cartografías existentes evidencian parcialmente estas estructuras a lo largo del flanco sur de la estructura de Boixols, por ejemplo García Senz (2002), mapa 1:25.000 de Isona (ICC, nº 290-2-1) y alguna más, pero en general, estas estructuras no han sido continuadas en dirección más allá de un par de km.

2.5 Introducción a la deformación en regímenes transpresivos

En el presente apartado no se pretende realizar una síntesis exhaustiva de los términos y avances en esta materia, más bien una recopilación de herramientas conceptuales actualizadas, que permitan al lector avanzar en el conocimiento de la deformación en regímenes transpresivos.

La organización de las ideas expuestas está concebida para apoyar los trabajos realizados en campo, con modelos digitales del terreno, interpretaciones, etc., y presentados en este trabajo.

Existe un claro sesgo en esta recopilación ya que esta concebida como apoyo conceptual a una serie de trabajos de campo y cartografía que se entienden como transpresivos dextrales. Poco se habla aquí de los fenómenos de transtensión, de la génesis de cuencas asociadas a esta tipología de deformación, de las implicaciones térmicas de estos siste-

mas, de todo el desarrollo de la sismología y estudio de mecanismos focales, etc., estudios todos ellos desarrollados de manera simultánea en el tiempo a los aquí comentados.

Es muy importante el número de zonas geográficas en las que se han detectado mecanismos de deformación transpresiva, tanto a escala puramente local como de tectónica de placas. Los conceptos básicos desarrollados para entender este tipo de deformación han influido en áreas de conocimiento tan variadas en la geología como la geomorfología, geología regional, estructural, estratigrafía, sismotectónica y un amplísimo etcetera.

Para aquellos que tengan interés en seguir la trayectoria histórico-científica de los conceptos asociados a las fallas desarrolladas en cizalla simple, se recomienda el trabajo de Sylvester en 1988.

Aunque existen en la literatura varias y excelentes síntesis sobre el tema (Wilcox *et al.*, 1973; Biddle y Christie-Blick, 1985; Sylvester, 1988; Holdsworth *et al.*, 1998; Storti *et al.*, 2003), son muy extensas conceptualmente y tienden a aproximarse al problema desde todos los ángulos posibles. Esto no es lo que se pretende en el presente trabajo que está enfocado a deformación por transpresión dextral, en dos parámetros fundamentales, geometría básica de las estructuras tipo que se desarrollan en este estilo de deformación y relaciones temporales básicas entre los distintos tipos de estructuras generadas.

Transpresión se define como un tipo de deformación particular que se desvía de la deformación cizalla simple mediante una componente de acortamiento perpendicular a la zona de deformación (Dewey *et al.*, 1998).

La presencia simultánea de estructuras de acortamiento, como pliegues y cabalgamientos, de estructuras extensionales, como fallas normales y de estructuras que representan cizalla horizontal, configuran las típicas características estructurales de los regímenes en los que se desarrolla transpresión. La complejidad y variedad de estas estructuras, individualmente o en combinación, tiene tres características principales, según Naylor *et al.* (1986):

- Naturaleza *en échelon* de fallas y pliegues
- Complicaciones debidas a componentes de inversión normal o inversa.
- Desviaciones laterales de las fallas con salto predominante en dirección que crean zonas locales con comportamiento extensional y/o compresivo.

En el siguiente apartado se resumen los dos tipos de deformación general que permiten la explicación mecánica de estos conjuntos de estructuras. Se comenzará ahora esta descripción haciendo referencia a los conjuntos de estructuras que se generan mediante deformación

en regímenes de cizalla simple y después se comentarán algunas de las modificaciones en la deformación que implica la existencia de una componente de acortamiento perpendicular a la zona de deformación (deformación en transpresión).

2.5.1 Cizalla pura versus cizalla simple

En deformación por cizalla pura (Anderson, 1905) se producen conjuntos típicamente en pares conjugados, de poca longitud relativa, que ayudan a acomodar la componente frágil del esfuerzo, todo ello en regímenes tectónicos de acortamiento cortical. La mayor parte de la cizalla pura es no-rotacional y tiene una simetría ortorrómbica. Los pares conjugados de fallas con salto en dirección predominante, dextrales y sinestrales se forman a un ángulo de ϕ y menos ϕ en la dirección de acortamiento, siendo ϕ el ángulo de fricción interna (fig. 2.4 A). Este ángulo ϕ , en materiales de cobertera se asume como valor aproximado válido un ángulo de 30 grados. La deformación por cizalla pura también predice la formación de fracturas extensionales en la dirección de máximo acortamiento y fallas inversas, cabalgamientos y pliegues perpendiculares a dicha dirección de acortamiento.

Existen algunas fallas con salto predominante en dirección con importantes desplazamientos (en algunos casos de 15 Km) que pueden explicarse mediante el mecanismo de cizalla pura (Lewis *et al.*, 1988; Tirrul, 1984, entre otros). Aun así, no es lo habitual en el registro geológico y presuponen dos problemas fundamentales (no son los únicos pero quizá sí los más relevantes): no explican la alta variedad de estructuras que se observan asociadas a zonas de fallas con saltos predominantes en dirección y exigen compensar de alguna manera las estructuras generadas (suponiendo que en un área se desarrolle una falla dextral en dirección de 20 Km, en algún lado deberíamos encontrar una antitética o un conjunto de ellas, cumpliendo las relaciones angulares anteriores, y que compensen el movimiento).

Al contrario que para cizalla pura, en cizalla simple se pueden generar una gran variedad de estructuras asociadas.

En este contexto de deformación por cizalla simple se suelen generar una serie de tipologías de estructuras, normalmente *en échelon*. Estas estructuras

- Estructuras tipo Riedel (R) (Tchlenko, 1970) o sintéticas (Cloos, 1928). Son fallas con salto predominante en dirección.

- Estructuras tipo Riedel conjugadas (R') (Tchlenko, 1970) o antitécticas (Cloos, 1928). Son fallas con salto predominante en dirección.

- Estructuras tipo sintéticas secundarias (P) (Skempton, 1966; Tchalenko, 1970 y Tchalenko y Ambray-ses, 1970). Se generan a un ángulo de menos la mitad de ϕ de la dirección de la cizalla inducida en los experimentos y son fallas con salto predominante en dirección.

- Fracturas extensionales o fallas normales (T) (Tchalenko y Ambrayes, 1970). Estas tipologías aparecen a aproximadamente 45 grados de la zona de desplazamiento principal.

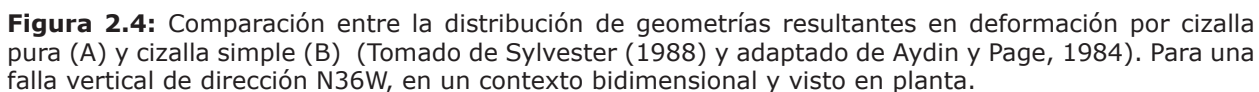


Figura 2.5: Elipse de deformación infinitesimal en cizalla simple, modificado de Bartlett *et al.* (1981). En este se muestran las relaciones angulares entre los distintos tipos de estructuras. Estas relaciones angulares solo son válidas para el primer incremento infinitesimal. Cuando se incrementa el desplazamiento en la PDZ, las estructuras existentes tienden a rotar. Se ha adoptado esta representación y no otra para su aplicación general en el presente trabajo por dos motivos: incluye las estructuras de tipología X y además es una recopilación de estructuras tanto teóricas como experimentales.

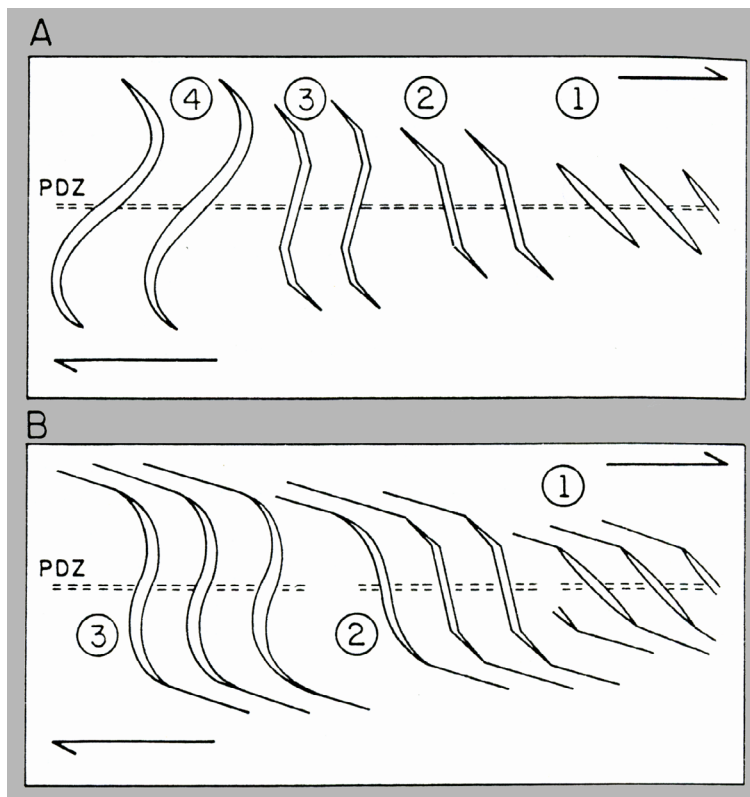
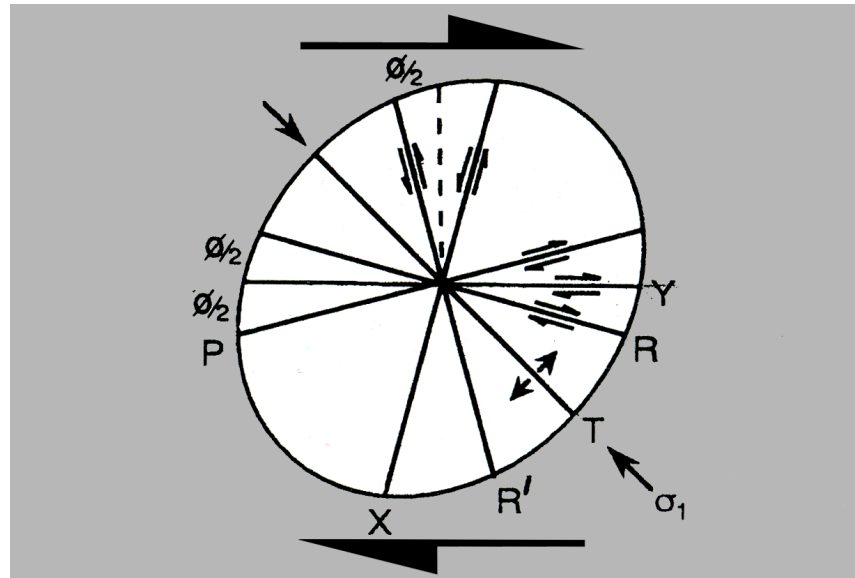


Figura 2.6: Rotación de estructuras extensionales (T) con el incremento de la deformación y continuación de la propagación de estas.

a) Rotación y posterior propagación en paralelo a la dirección favorable para la generación de estructuras extensionales.

b) Rotación y propagación subsiguiente en la dirección paralela a las estructuras de tipo Riedel. (Sylvester, 1988; modificado de Wilson, 1960). Esta figura se ha modificado, creando su imagen especular para que el movimiento de la PDZ sea dextral.

- Estructuras paralelas a la zona de desplazamiento principal (Y) (Morgensten y Tchalenko, 1967) o Zonas Principales de Desplazamiento (PDZ).
- Estructuras antitéticas simétricas (X), propuestas por Freund (1970) y revisadas por Biddle y Christie-Blick (1985).
- Estructuras tipo *in Line* (Woodcock y Schubert, 1994). Son fallas con salto predominante en dirección.
- Perpendiculares al esfuerzo de acortamiento principal se generan pliegues (Harding, 1973) y cabalgamientos.

Según el elipsoide de deformación infinitesimal definido por Wilcox *et al.* en 1973, con el primer incremento infinitesimal de deformación a lo largo de un segmento de falla con salto predominante en dirección se desarrolla este conjunto característico de estructuras. A nivel cinemático, con el primer incremento de desplazamiento se pasa de un marcador del esfuerzo circular a uno elipsoidal con sus ejes a 45 grados de los límites de la cizalla. Con subsiguientes desplazamientos, se incrementa la relación axial de la elipse de deformación y esto causa que el eje mayor del elipsoide rote para ponerse en paralelo con los límites de la cizalla (esto está implícito en el experimento de la fig. 2.14).

En cizalla dextral, el material rota de manera horaria y más rápidamente si está a un ángulo alto de la zona de desplazamiento principal; si está paralelo no rotará. Esta rotación hace que cualquier estructura, al nuclear, tenga aproximadamente su dirección teórica. Pero con el incremento de la deformación las viejas estructuras rotan y las nuevas se forman en los ángulos definidos para el elipsoide de deformación infinitesimal. El resultado son las formas sigmoidales en cartografía típicas de este tipo de deformación (Wilson, 1960; ver figura 2.6).

En planta o en afloramiento las estructuras generadas mediante deformación por cizalla simple se suelen caracterizar por una amalgama de fallas con salto predominante en dirección más o menos continuas, rectas, que pueden estar cortadas en su dirección por ligeros saltos, y por una distribución *en échelon*. Son comunes las distribuciones de pliegues y cabalgamientos también *en échelon* (fig. 2.7).

Las zonas de desplazamiento principal suelen acabar en una "cola de caballo" extensional en uno de sus extremos y en un acúmulo estructural inducido vía cabalgamientos (en su correspondiente orientación) en el otro extremo. Un esquema/modelo muy sintético de distribución espacial de este tipo de estructuras se puede ver en la figura 2.8, modificada de Biddle y Christie-Blick (1985).

En profundidad, estas estructuras no son estrictamente verticales, sino que presentan geometrías helicoidales. Esto se debe a la necesidad de unirse en profundidad a las zonas de deformación principal. Naylor *et al.* (1986) documentan en un experimento la geometría tridimensional de un conjunto de fracturas Riedel, mostrando lo que denominan "estructura en tulipán" (*Tulip structures*) y que se caracterizan por tener los planos de falla cóncavos hacia arriba.

Sylvester (1984) describe lo que denomina "estructuras en palmera" (*Palm tree structures*) para pliegues y fallas (fig. 2.12). Estas se caracterizan por presentar geometrías de planos de falla o planos axiales también helicoidales pero convexos hacia arriba.

Naylor *et al.* (1986) y los experimentos de Schreurs (1994) explican claramente este fenómeno, atribuyendo el cambio de forma a la existencia de componentes de convergencia en el sistema. Así las morfologías tipo tulipán estarían genéticamente más relacionadas con deformación en cizalla simple o transtensión que con transpresión.

En perfiles sísmicos estas fallas se caracterizan por su arquitectura en flor, ya sea positiva o negativa (figs. 2.9 y 2.10).

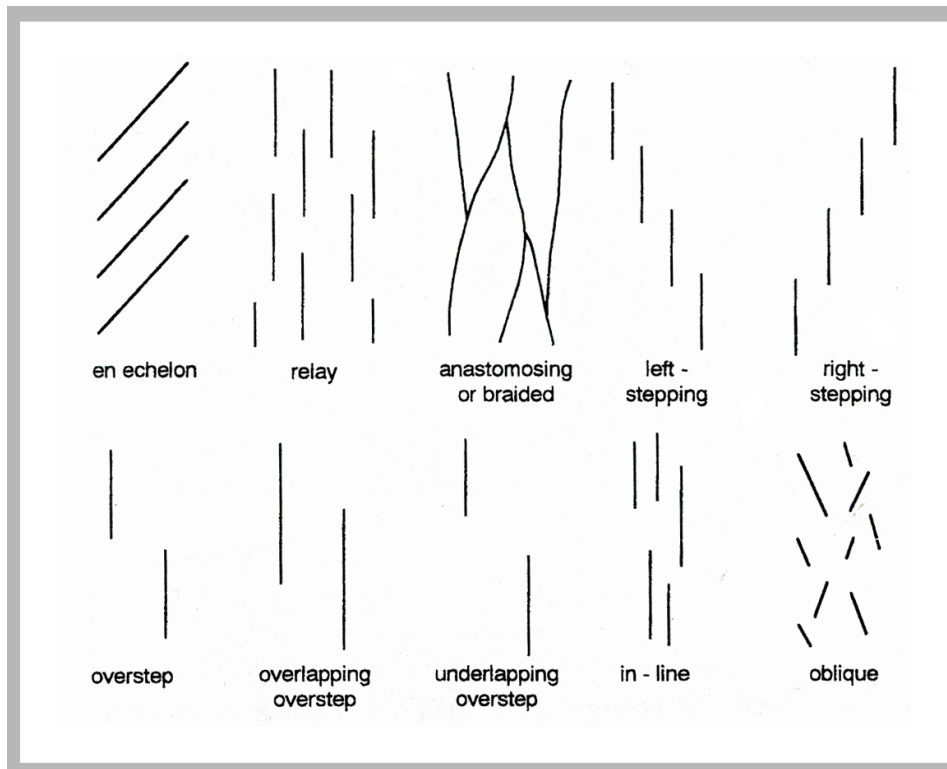


Figura 2.7: Morfologías cartográficas tipo para zonas deformadas en dirección (tomado de Woodcock y Schubert (1994).

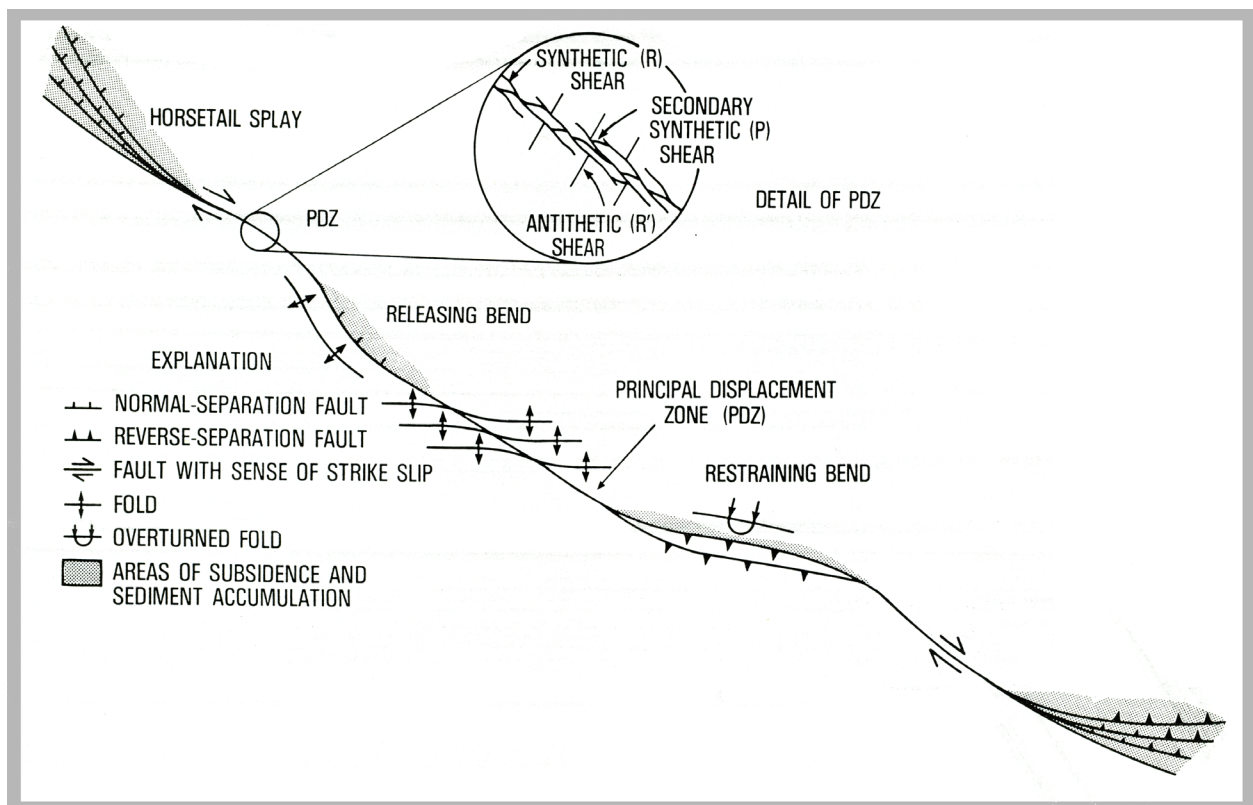


Figura 2.8: Un esquema/modelo muy sintético de distribución cartográfica de las estructuras asociadas a una PDZ dextral (modificado de Biddle y Christie-Blick, 1985).

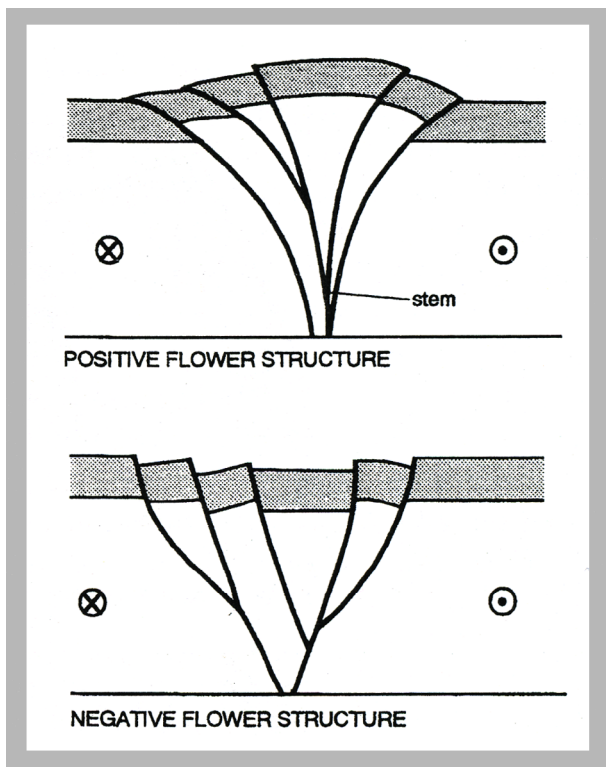


Figura 2.9: 1) Esquema muy simplificado de una flor positiva y otra negativa en sección (Woodcock y Schubert, 1994).

Generalmente son difíciles de identificar, ya que estructuras generadas a partir de inversión parcial a favor de buzamientos *aparentes* (*dip-slip structures*) pueden generar la misma respuesta (Bally, 1983). Consultar Harding (1990), Harding (1985) y Bally (1983) para un amplio resumen de criterios de identificación de estas estructuras en perfiles sísmicos.

Una característica importante de estos conjuntos de estructuras generados en regímenes de deformación en cizalla simple es que en la naturaleza no tiene por qué darse todo el espectro que aparece a partir de los modelos; pueden darse unas tipologías en unas zonas y predominar otras diferentes en áreas adyacentes.

Tchalenko (1970) observa la no dependencia de la escala en este tipo de deformación, y por tanto ve como los conjuntos de estructuras se desarrollan a diversas escalas, de la microscópica a

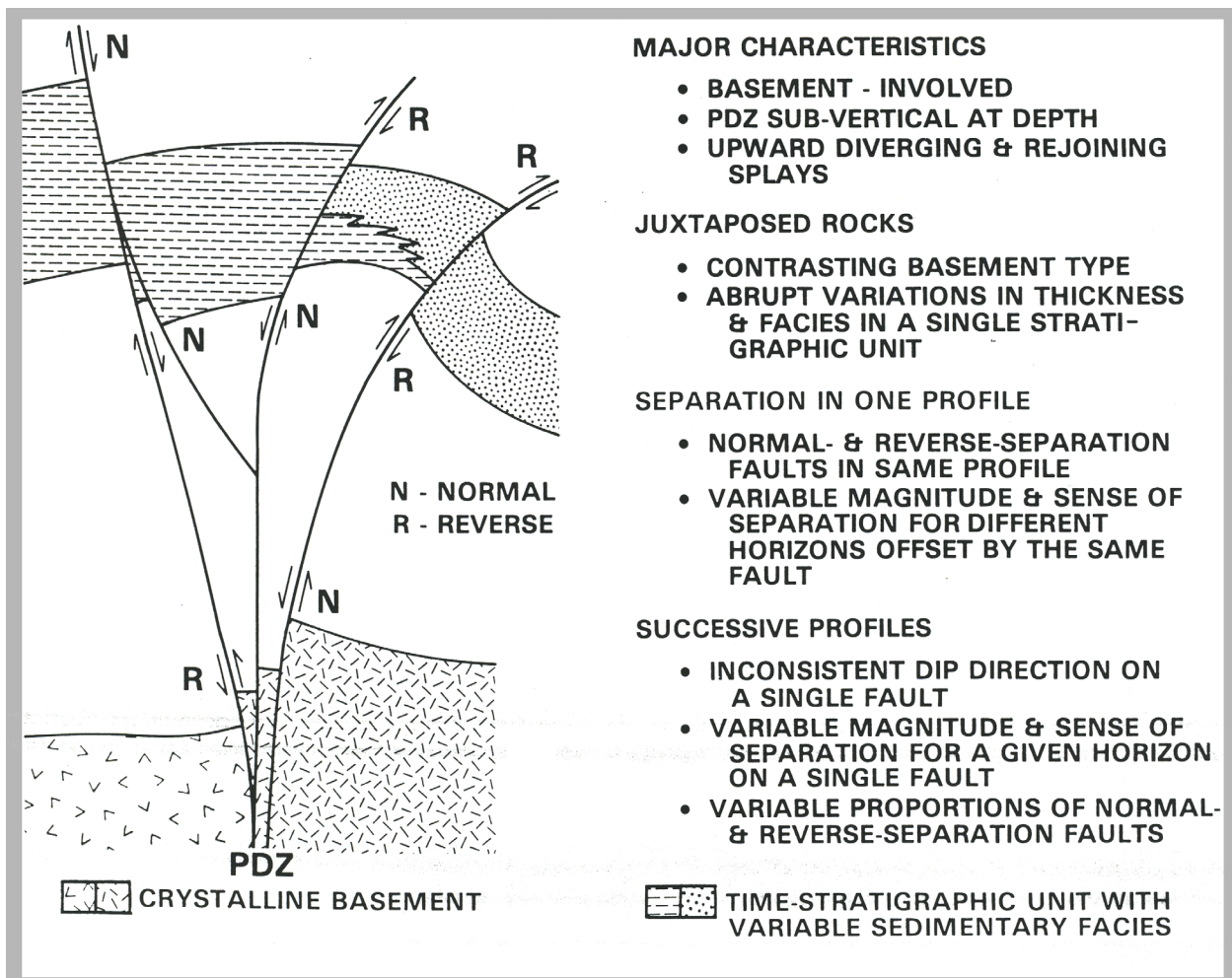


Figura 2.9: 2) Modelo idealizado de las características típicas de estas flores estructurales (tomado de Christie-Blick y Biddle, 1985).

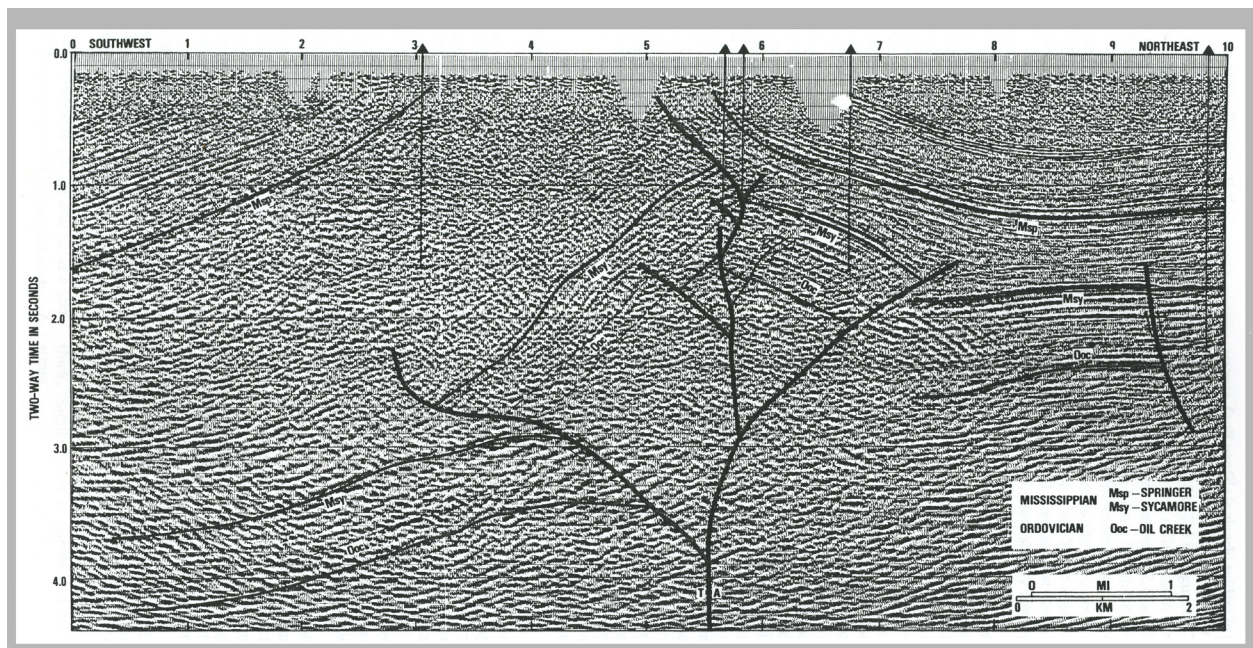


Figura 2.10: Estructura típica en flor positiva, sección sísmica de Harding (1985).

la macroscópica (morfologías autosimilares). Podremos encontrar por ejemplo, paralelos a los trenes de pliegues, estilolitos o estructuras tensionales con direcciones semejantes a todas las escalas. Además, Tchalenko y Ambrayes (1970) ponen de manifiesto lo que denominaron *Riedel-within-Riedel structures*, fracturas de tipo Riedel, subsidiarias de una PDZ, que a su vez desarrollan sus propias estructuras locales tipo R, R', T, etc. y que por tanto se comportan como una PDZ a nivel local. Esto se puede dar en cualquiera de las tipologías de estructuras mencionadas anteriormente y a cualquier escala.

En este trabajo, para no introducir equívocos en la nomenclatura de los distintos esquemas estructurales que se van a describir, se utilizará el nombre de "Riedel de segunda generación" (R2) para aquellas estructuras que se comporten como Riedel de una estructura que a su vez ya es una falla de tipología Riedel (R); R3 para las que sean de tercera generación, etc. Si fuera necesario, esto también se aplicaría al resto de estructuras asociadas.

A continuación se realiza una descripción detallada del comportamiento de cada una de las tipologías estructurales asociadas en el elipsoide de deformación infinitesimal descrito anteriormente.

2.5.2 Descripción detallada del conjunto de estructuras asociadas en el elipsoide de deformación infinitesimal en regímenes de deformación por cizalla simple a partir de modelos análogos y datos de campo

2.5.2.1 Estructuras tipo R

Son sintéticas con el movimiento principal de la zona de cizalla, o con los márgenes del marco del experimento, en su caso. Estas estructuras tienen una componente de salto en dirección y otra de salto en vertical. Cuando se forman estas fallas tienen buzamientos prácticamente verticales. Cada una de estas R es una falla en tijera, ya que cambia el sentido del salto a partir del punto medio. Por tanto, aproximadamente la mitad de la falla tiene un comportamiento en dirección y con una componente extensional (transtensivo), y la otra mitad en dirección y con una componente en compresión (transpresivo).

Tienen ángulos de mitad de ϕ con referencia a la zona principal de desplazamiento (ϕ es el ángulo de fricción interna). Se sitúan a 15 o 20 grados de la PDZ (Tchalenko y Ambrayes, 1970). En experimentos (Naylor *et al.*, 1986) se demuestra que el ángulo teórico de estas

estructuras varía con respecto al espesor del depósito multicapa simulado en el modelo, de tal manera que a mayor espesor mayor ángulo con respecto a la PDZ. La distribución cartográfica escalonada responde al movimiento relativo del modelo análogo sobre la anisotropía de basamento. Si el movimiento es dextral se generan escalonamientos a la izquierda (*left stepping*) y viceversa (fig. 2.11). Localmente puede suceder exactamente lo contrario, pero esto sólo se ha visto en modelos análogos y de manera muy local.

En los experimentos que presentan deformación distribuida homogéneamente (Schreurs, 2003), y por tanto no nucleada en anisotropías previas, el intervalo espacial en planta que separa cada una de estas estructuras está condicionado por el tipo de material que cortan y por el espesor de la sección que es cortada por encima del nivel de despegue.

En 3D las estructuras de tipo R no suelen ser verticales sino helicoidales, retorciéndose para encontrar el carril principal en profundidad. Naylor *et al.* (1986) proponen las estructuras tipo tulipán, en las que aparecen como cóncavas hacia arriba (fig. 2.12). Esto depende de tres factores:

- Distribución *en échelon* en la naturaleza.
- Geometría cóncava hacia arriba en deformación por cizalla simple.
- La necesidad de enraizarlos en una única falla de basamento en profundidad.

2.5.2.2 Estructuras tipo R'

Las estructuras R' son antitéticas y se generan solo ocasionalmente. Cuando aparecen lo hacen normalmente en las zonas de solape de las R. Cuando se forman tienen buzamientos prácticamente verticales. Tienen ángulos de 90 menos la mitad de ϕ con referencia a la zona principal de desplazamiento (Tchalenko y Ambraseys, 1970). Al igual que para las R, en los experimentos con arena de Naylor *et al.* (1986), el ángulo depende del espesor del depósito multicapa, de tal manera que a más espesor mayor ángulo. Rara vez se desarrollan en la naturaleza (Keller *et al.*, 1982) excepto cuando existe una sobreposición importante de cizallas de tipo R (Tchalenko y Ambraseys 1970; Naylor *et al.* 1986).

2.5.2.3 Estructuras tipo P

Las estructuras tipo P se forman como consecuencia de la reducción de resistencia al cizallado a lo largo de las R, de tal manera que todo el desplazamiento de la falla de basamento no puede ser asumido por las R *en échelon*. El sigma 1 local se reorienta y fuerza la génesis de las P a menos la mitad de ϕ de la PDZ (Naylor *et al.*, 1986).

Estos pequeños *splays* se forman en las terminaciones de las R y se curvan hasta ponerse paralelas con las fracturas extensionales. Esto tiene como consecuencia que las estructuras tipo R sean en dirección en la zona central pero pasan a ser fracturas normales con poco o

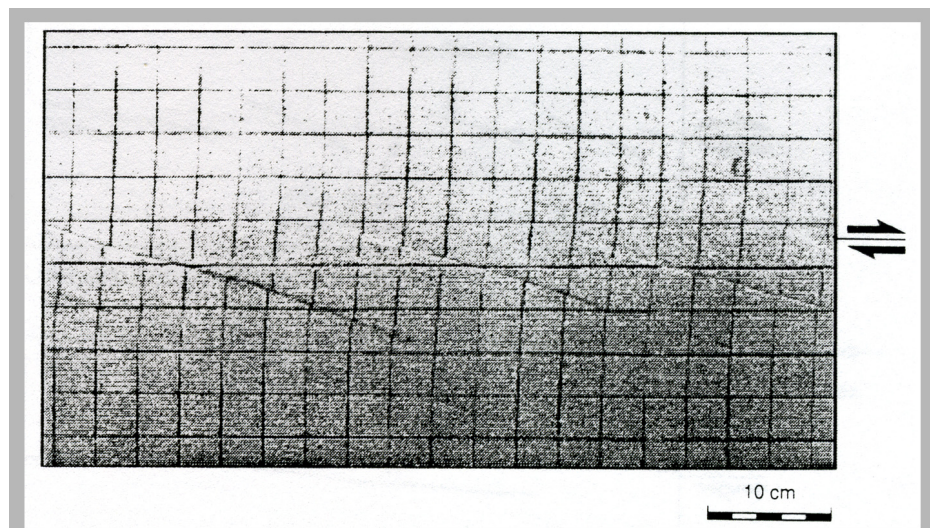


Figura 2.11: Relación geométrica entre las PDZ y los escalonamientos típicos que se generan en las estructuras subsidiarias tipo Riedel. Para PDZ dextrales suponen escalonamientos a la izquierda. Esto está considerado como un importante indicador cinemático (experimento análogo de Richard *et al.*, 1995).

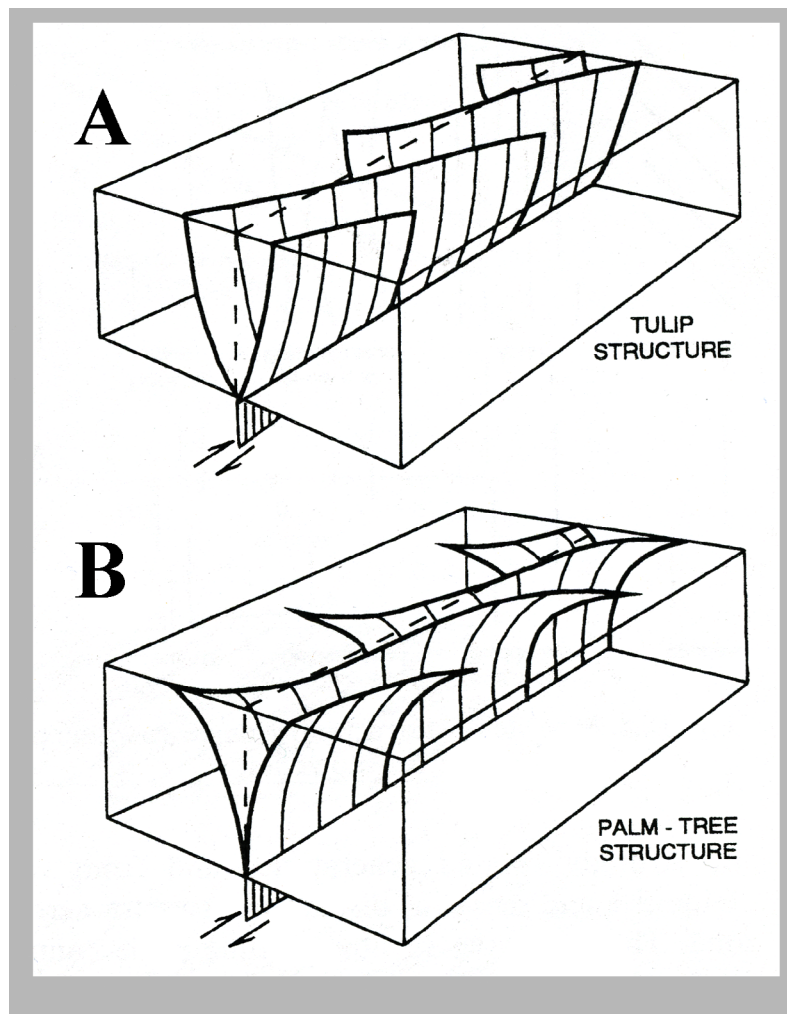


Figura 2.12: Estructuras tridimensionales en tulipán (a) y en palmera (b), modificado de Woodcock y Schubert (1994). Representan morfologías helicoidales en la tercera dimensión de a) fallas tipo Riedel a partir de los experimentos análogos de Naylor *et al.* (1976), y b) superficies axiales de pliegues en *échelon* (Sylvester, 1988).

ningún movimiento en dirección en sus extremos. Sus buzamientos son típicamente verticales y sus longitudes reducidas en comparación con las R.

2.5.2.4 Estructuras tipo Y o PDZ (zonas de desplazamiento principal o Principal Displacement Zones)

Estas zonas de desplazamiento principal comprenden un conjunto o matriz anastomosada de fallas que definen lentejones y zonas de cizalla en cuya parte central se concentra el desplazamiento. Denominadas cizallas de tipo Y (Morgenstern y Tchalenko, 1967), tienen buzamientos altos de los planos de falla. El trazado de estas estructuras está compuesto fundamentalmente por numerosas fracturas de tipo R y P (Naylor *et al.*, 1986).

En planta, la anchura de la zona de deformación responde en función del espesor de los materiales de la cobertera

y también en función del tipo de material (arcillas, arenas de cuarzo, etc). Estos mismos patrones se reconocen en sedimentos recientes afectados por terremotos. Suelen tener longitudes mayores que el resto de estructuras asociadas. En sección pueden cambiar dramáticamente de geometría y forma en pocos kilómetros.

2.5.2.5 Estructuras tipo X

Fracturas antitéticas, cartográficamente su dirección es de 90 grados más la mitad de ϕ con respecto a la PDZ. Propuestas por Freund (1970) y revisadas por Bartlett *et al.* (1981) y Biddle y Christie-Blick (1985), suelen tener una componente extensional (fig. 2.13). Estas estructuras se desarrollan fundamentalmente como vía para acomodar las componentes rotacionales en regímenes de deformación en cizalla simple, separando dominios con rotaciones similares.

2.5.2.6 Estructuras tipo *in line*

No suelen aparecer en los modelos análogos pero son relativamente abundantes en la naturaleza. Estas estructuras aparecen como rebotes paralelos y sintéticos con las PDZ en zonas de deformación en cizalla simple y son más abundantes de lo que implicitan los modelos análogos, en los que rara vez aparecen (Woodcock y Schubert, 1994). En algunos casos estas estructuras están relacionadas con la PDZ; otras veces, con una distribución del esfuerzo, o con la existencia de cuerpos aislados por fallas con salto predominante en dirección con forma lenticular, así como con la existen-

cia de pliegues forzados cerca de las PDZ. Para comentarios más avanzados sobre la distribución de la deformación que explica estas *in line structures*, ver Mount y Suppe (1987) y Zoback *et al.* (1987).

2.5.2.7 Estructuras tensionales (T)

Suelen ser venas de tensión, a 45 grados de la PDZ y buzamientos verticales. También se desarrollan con abundancia fallas normales con la misma dirección. Con el incremento de la deformación tienden a rotar y a dar formas sigmoidales, al igual que los pliegues y fallas.

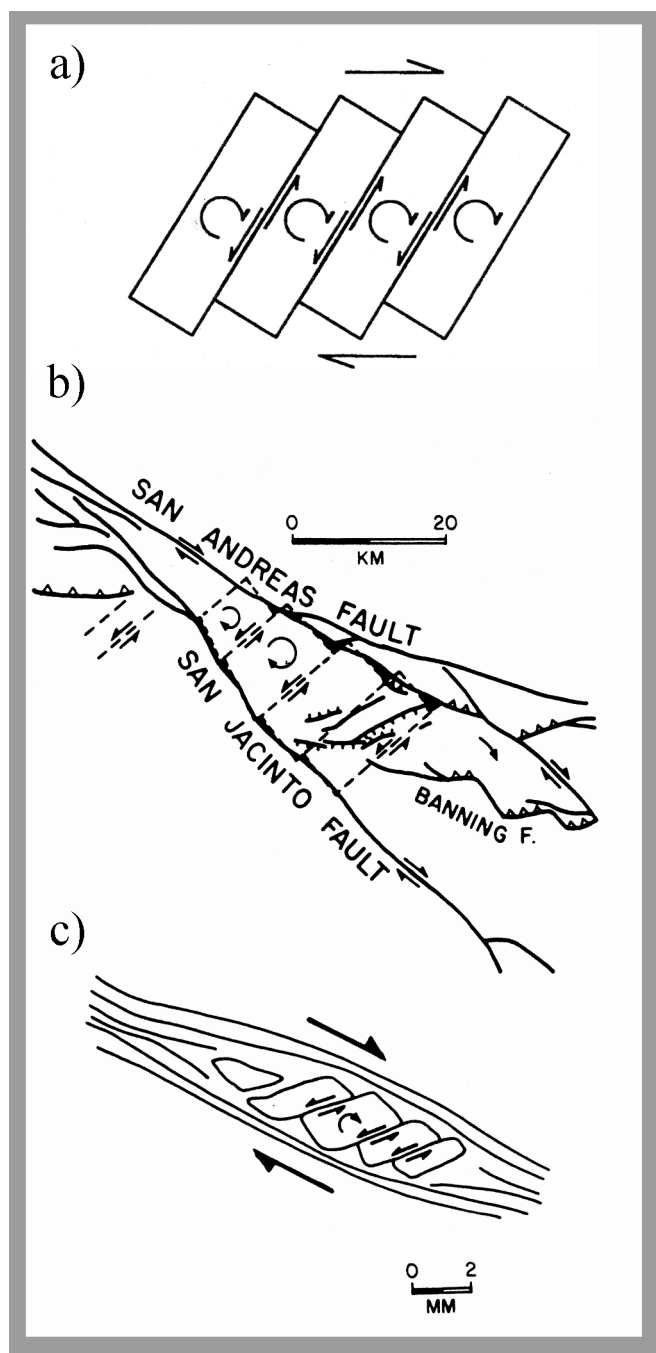


Figura 2.13: Estructuras tipo X con componentes rotacional y extensional.

a) Esquema de distribución y sentido de la rotación de estas estructuras antitéticas con relación a una PDZ dextral de dirección N90 (de Woodcock y Schubert, 1994).

b) Modelo esquemático de la rotación de bloques compartimentados por estructuras antitéticas cerca de la intersección de la falla de San Jacinto y San Andrés. El sentido de rotación es coherente y se genera localmente extensión cerca de la unión de las fallas antitéticas con las PDZ (zonas en negro). Tomado de Nicholson *et al.* (1986).

c) Fracturación y rotación de un cristal de feldespato en una matriz blanda, tomado de Nicholson *et al.* (1986). Las orientaciones de las estructuras que rompen el cristal y los sentidos de rotación de los distintos fragmentos son muy similares a los del ejemplo anterior. La extensión se produce a lo largo de algunas de las estructuras antitéticas. En cualquier caso, y al igual que para las otras estructuras, este proceso es independiente de la escala.

2.5.2.8 Pliegues y cabalgamientos

En los modelos análogos y teóricos, los pliegues y cabalgamientos inicialmente se forman perpendiculares a la dirección de acortamiento y por ello generalmente a 45 grados de la PDZ. Estos acomodan parte de la componente de acortamiento que se genera en estos sistemas. En la naturaleza, estos trenes de pliegues se suelen generar a entre 10 y 35 grados de la PDZ (Harding, 1973; Harding y Lowell, 1979). Si la deformación continúa, los pliegues giran de acuerdo con la cantidad de cizalla aplicada. Los pliegues suelen distribuirse *en échelon*. Su posición normalmente es próxima a la PDZ o pueden estar situados encima de ella en zonas que estén en fases iniciales de desarrollo (fig. 2.14). Otra localización típica de estas estructuras se da en el espacio, a veces bastante amplio, que queda entre dos fallas con salto predominante en dirección importantes y paralelas (Aydin y Page, 1984). Si están asociados a deformación en dirección, dan información del sentido de movimiento de la falla principal. Así, los pliegues escalonados a la derecha (*right stepping*) indican movimiento dextral en la falla principal, y viceversa.

La nucleación, estilo y orientación final de estas estructuras, tanto en modelos análogos como en sistemas naturales, aparentemente está muy influenciada por la existencia de niveles de despegue, tipología del material plegado y cantidad de componente en compresión (Wilcox et al., 1973; Babcock, 1974).

La existencia de pliegues escalonados, por sí sola, no justifica la existencia de deformación en cizalla simple, ya que otros mecanismos pueden generar este tipo de distribución de estructuras (Harding, 1985; Christie-Blick y Biddle, 1985).

2.5.3 Secuencia temporal de desarrollo de estas estructuras a partir de modelos experimentales

A lo largo del tiempo numerosos autores han intentado modelizar en el laboratorio los distintos contextos en los cuales se puede generar deformación en cizalla simple, y a partir de ello estudiar el desarrollo no solo geométrico sino también la evolución temporal del conjunto de estructuras resultantes.

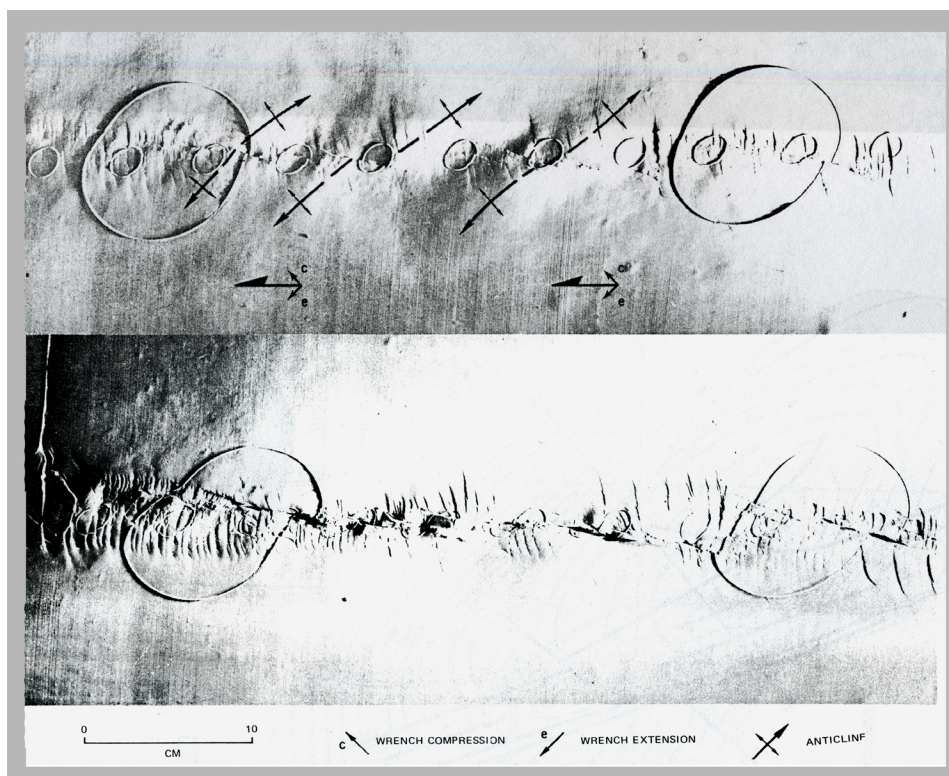


Figura 2.14: En planta, dos etapas del mismo experimento. En éste se observa la formación de pliegues *en échelon* en fases iniciales que posteriormente son cortados por el progresivo desarrollo de la PDZ. Modelos de arcilla tomados de Wilcox et al. (1973).

En general, estos estudios experimentales (tipo análogo) han reproducido muy bien lo que se observa en la naturaleza. La mayor parte de los modelos experimentales se basa en un carril de base, que simula una fractura en el basamento, en el que se genera el movimiento diferencial en dirección y por tanto se induce movimiento en sentidos opuestos a un lado y otro del carril de base. Este mecanismo de basamento es recubierto con una serie de materiales (varían bastante y van desde arcilla a talco, aunque los más utilizados son diferentes tipos de arenas) que simulan la cobertera que es deformada (Cloos, 1928; Riedel, 1929; Tchalenko, 1979; Wilcox *et al.*, 1973; Richard *et al.*, 1989; Richard, 1991; Dooley y McClay, 1997; McClay y Bonora, 2001; entre un largo etc.). Otros experimentos (Schreurs, 2003) inducen deformación en cizalla simple, distribuida sobre un nivel inferior dúctil que actúa como despegue del sistema.

Todos estos experimentos se entienden dentro del marco de deformación en cizalla simple, sin componente de acortamiento, y las estructuras transpresivas que se generan están directamente relacionadas con partición de la deformación.

La secuencia temporal que se extrae de estos experimentos (fig. 2.15) parece muy consistente, incluso para aquellos experimentos que tratan claramente sobre transpresión (se comentaran más adelante). En cualquier caso, esto es un marco muy general y en la naturaleza la evolución en el tiempo de la deformación es mucho más compleja.

Los conjuntos de pliegues escalonados están entre las primeras estructuras en formarse dentro de este patrón evolutivo de la deformación, aunque todavía no esté claro el porqué de la existencia y desarrollo de pliegues en unas áreas con respecto a otras (Sylvester, 1988). Sí parece correcto afirmar que las estructuras frágiles tienden a postdatar la génesis de estos trenes de pliegues (fig. 2.14). Una vez que estos pliegues son cortados por las estructuras frágiles comienzan a dejar de ser activos en las zonas de corte y pueden crecer y seguir extendiéndose en las zonas alejadas de la PDZ.

Las primeras fallas que se forman son las *R en échelon*. La longitud de estas R y la anchura de la zona deformada están directamente relacionadas con el espesor de la zona deformada (fig. 2.15).

Al incrementar el desplazamiento, aparecen en las terminaciones de las estructuras R una serie de *splays* de vida muy corta; luego comienzan a desarrollarse nuevas estructuras tipo R, a menor ángulo que las primeras, seguidas por las primeras P. Estas estructuras de tipo P comienzan a unir las R y a interferir con ellas (Naylor *et al.*, 1986).

Por último, aparece la estructura de tipo PDZ a partir del anastomosamiento de todas estas estructuras previas. Esta PDZ, desde el momento en que surge, acumula la mayor parte del desplazamiento generado. Aun así, hay todavía una parte del movimiento que sigue teniendo que acomodarse en el resto de estructuras asociadas (fig. 2.15).

La génesis de cabalgamientos perpendiculares al eje de acortamiento máximo suele ser una estructura tardía con respecto al resto y suelen empezar a funcionar cuando la PDZ es ya activa. Asimismo, las estructuras de tipo X también son tardías con respecto al resto.

2.5.4 Componente rotacional de la deformación por cizalla simple

Otro concepto importante asociado a la evolución temporal es el de rotación progresiva de las estructuras según avanza la deformación. Como se ha comentado, este parámetro modifica las formas y orientaciones, pudiendo llegar a ser un condicionante importante en el resultado geométrico final.

En cuanto a la rotación de bloques generada por este tipo de deformación, parece demostrado en estudios paleomagnéticos que es algo habitual (Christie-Blick y Biddle, 1985). En general, para deformación dextral, las rotaciones tienden a ser horarias y se producen a partir de conjuntos de las estructuras denominadas X que son antitéticas con respecto al sistema (Freund, 1970). Para el conjunto de estructuras asociadas y el área de influencia regional de las estructuras en cizalla simple, las rotaciones

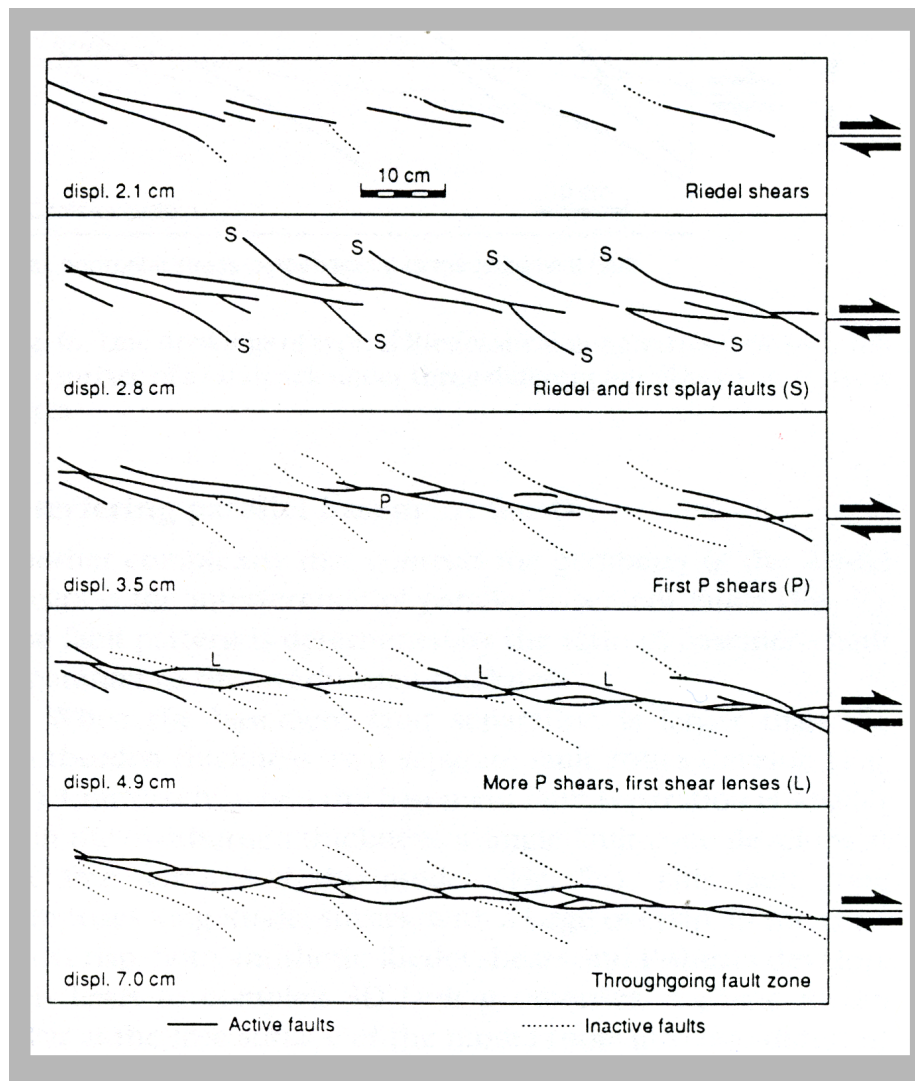


Figura 2.15: Evolución temporal de estructuras en una zona de cizalla dextral (Naylor *et al.*, 1986).

suelen ser modestas. Excepcionalmente se han demostrado rotaciones de más de 200 grados en las *Western Transverse Ranges* de California, en áreas próximas a la PDZ (Luyendyk *et al.*, 1985).

Esta descripción es altamente simplista. En la naturaleza la complejidad es muy importante y se pueden generar dominios en los cuales prevalece un sentido de rotación frente a otros en los que prevalece el contrario. Woodcock (1987) añade otra complicación más, la posible existencia dentro de algunos de estos dominios de áreas que rotan en un sentido y áreas que rotan en el contrario compensando las rotaciones a mayor escala.

La mayor parte de estas rotaciones-tipo a partir de estructuras antitéticas llevan asociado un cierto grado de extensión inherente a la rotación (fig. 2.13).

2.5.5 Situaciones tipo *pull-apart* y *push-up*.

Normalmente las fallas con salto predominante en dirección suelen ser bastante rectilíneas pero, dado que la génesis de su traza cartográfica parte del anastomosamiento de estructuras previas, o simplemente por la existencia de anisotropías en su zona de paso, se pueden producir desvíos de la dirección principal. Una modificación en la dirección de una de estas fallas con salto predominante en dirección puede provocar que sobre o falte espacio y esto tenga que compensarse con compresión o extensión local asociada (Woodcock y Schubert, 1994).

Existe una importante complejidad estructural añadida al conjunto debido a la curvatura de las fallas, que nunca son perfectamente rectas, ya sea por curva-

tura de la traza de la falla (*bend*) o por curvaturas discontinuas, separadas (*stepover* o *jogs*), ver figura 2.16.

Cuando una de estas fallas en dirección se curva, podemos encontrar los denominados puentes aditivos (*restraining bends*), en los que falta espacio y se acumula material en la vertical, o puentes sustractivos (*releasing bends*), en los que ocurre lo contrario y es necesario generar extensión para compensar (Crowell, 1974) (fig. 2.16a). La terminología en español se ha tomado de los trabajos de Hernaiz (1994) en la falla de Ubierna.

Si los distintos segmentos de fallas con salto predominante en dirección se encuentran suficientemente espaciados, entonces se pueden formar los denominados *step-overs* (Aydin y Nur, 1982b), tanto en situaciones de extensión como de compresión (Christie-Blick y Biddle, 1985; fig. 2.16b).

Simplificando, las morfologías que se generan en estos contextos se denominan *pull-apart* en extensión (Burchfiel y Stewart, 1966) y *push-ups* en contextos compresivos (Aydin y Nur, 1982a). En las figuras 2.16, 2.17, 2.18 y 2.19 se exponen algunos ejemplos tomados de experimentos análogos.

Las estructuras habituales asociadas dentro del marco de un *restraining bend* o *restraining stepover* son:

- *Push up* o “*pop up*” de formas sigmoidales.

- Fallas inversas (cabalgamientos) *en échelon*.
- Estructuras en flor positiva (tipo palmera).
- Fallas de tipo Riedel de cartografía sigmoidal.
- *Outer arc extension faults* y Riedel *shears* en el *push-up*.
- Pliegues también en la zona elevada.

Las estructuras habituales dentro del marco de un *releasing bend* o *releasing stepover* son:

- Generación de cuencas tipo *pull-apart*.
- Generalmente de morfología rómbica.
- Si son de tamaño importante suelen tener vulcanismo asociado.
- Estructura de flor negativa.
- Fallas extensionales *en échelon*.

La génesis de estas estructuras vuelve a ser independiente de la escala. Por tanto, hay cuencas enormes que se explican en estos términos estructurales y también son observables estos procesos a escala de afloramiento. Además, no tienen por qué responder al tipo de deformación predominante de una zona (por ejemplo, pueden existir puentes sustractivos tanto en regímenes de deformación en cizalla simple como en regímenes transpresivos o transtensivos).

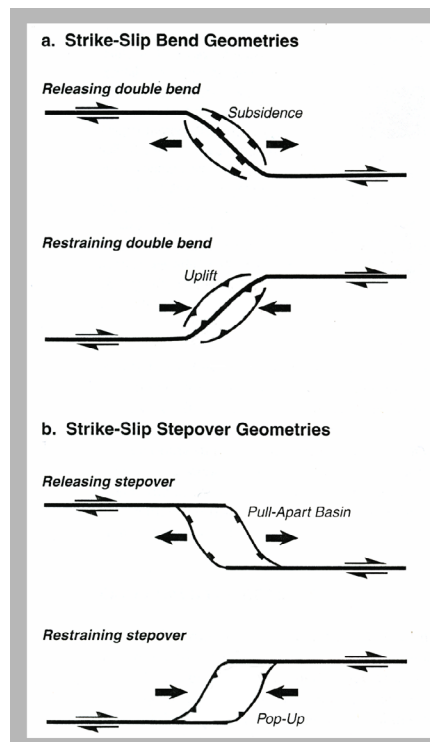


Figura 2.16: a) geometría esquemática en planta de un puente aditivo y sustractivo (McClay y Bonora, 2001). b) geometría esquemática en planta de un *step-over* aditivo y sustractivo (McClay y Bonora, 2001). c) ejemplos de diversas situaciones estructurales en planta en zonas de cizalla dextral (Woodcock y Schubert, 1994).

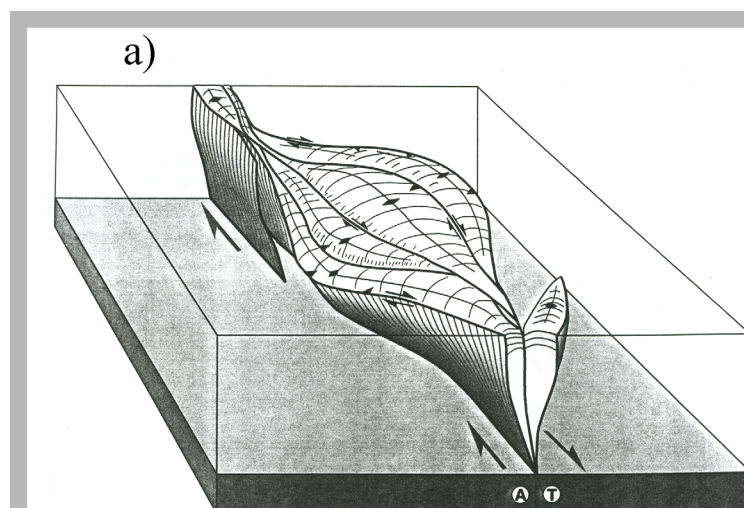
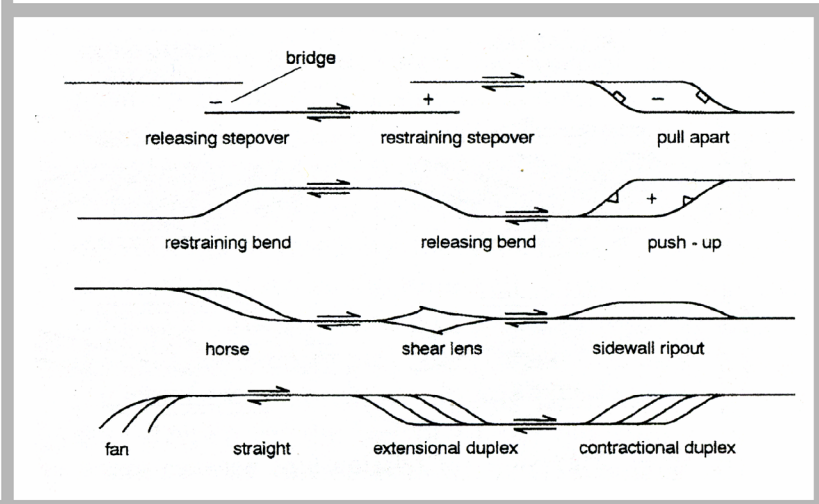
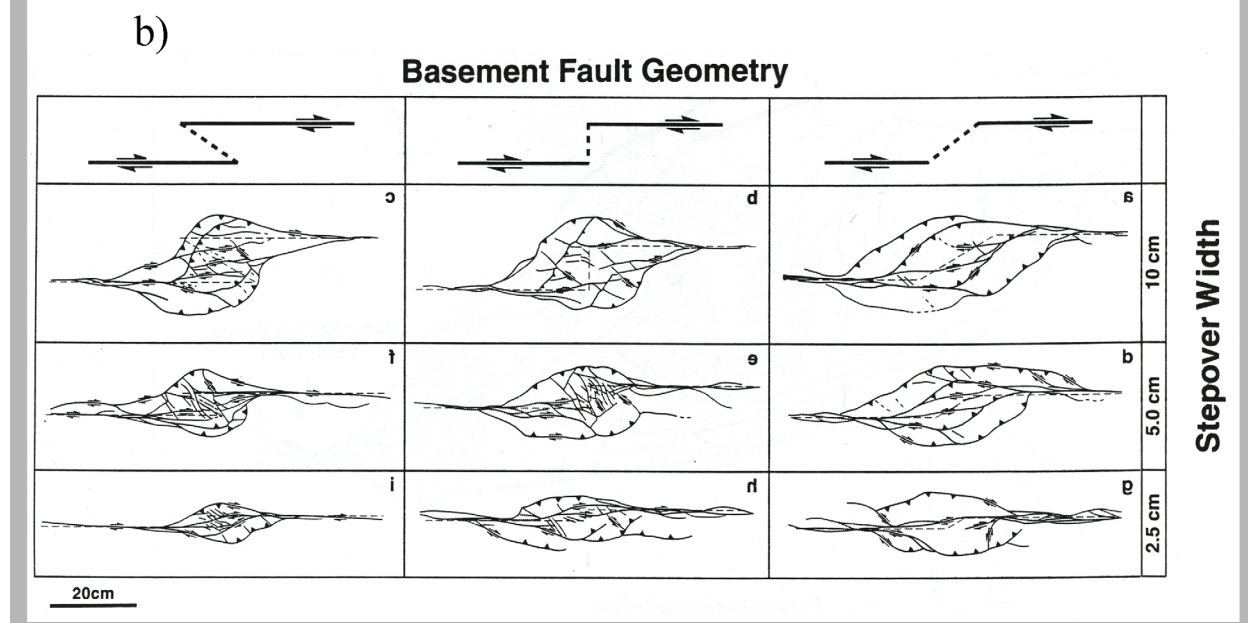


Figura 2.17: a) bloque diagrama idealizado de una estructura-tipo pop-up basado en experimentos análogos (McClay y Bonora, 2001). b) resumen de estructuras-tipo pop-up generadas en experimentos análogos (McClay y Bonora, 2001). Están organizadas en función de la morfología de la falla de basamento inducida en el modelo y la anchura en centímetros del *step-over*. Se han modificado las dos figuras, haciéndolas especulares para adaptarlas a una deformación dextral (sinestrales en los trabajos originales).



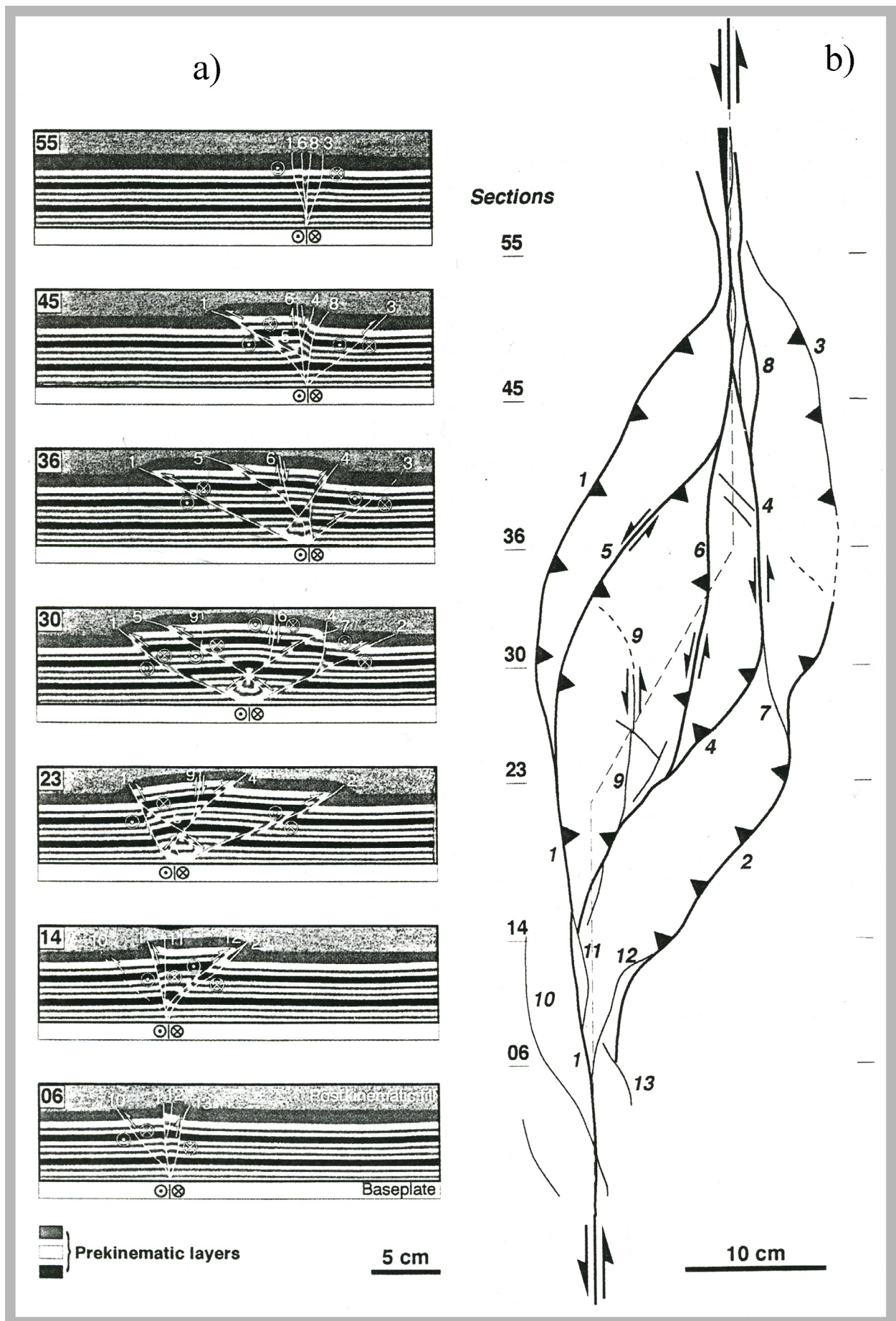


Figura 2.18: Secciones seriadas (a) a lo largo de una estructura en *pop-up* (b) generada mediante modelización análoga (McClay y Bonora, 2001). Los números de las fallas no indican orden genético sino que permiten la correlación de cada una a lo largo de los distintos cortes del experimento.

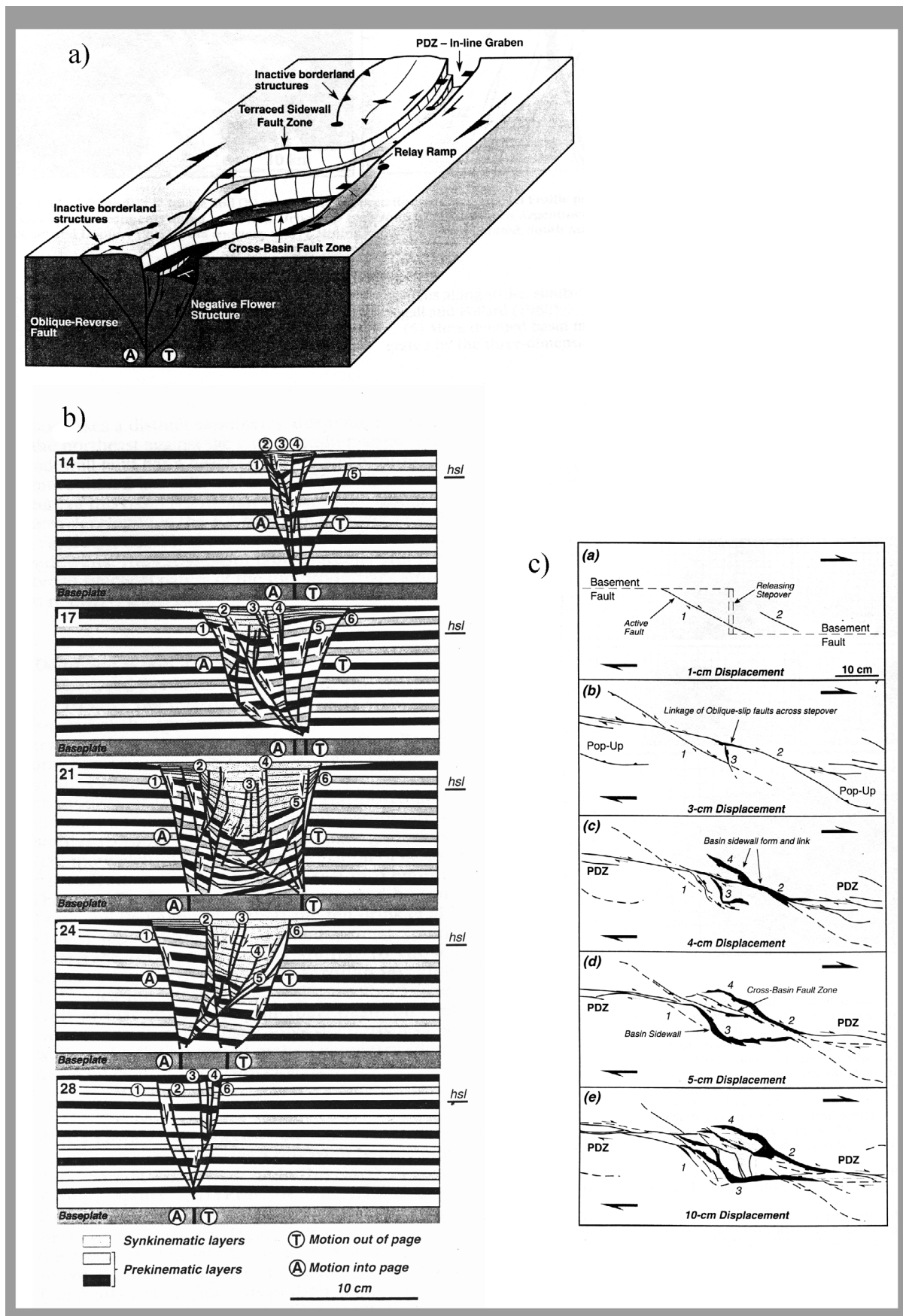


Figura 2.19: a) Bloque diagrama idealizado de una estructura tipo *pull-apart* basado en experimentos análogos (Dooley y McClay, 1997). b) Secciones interpretadas de un experimento análogo de una estructura *pull-apart* (Dooley y McClay, 1997). Los números de las fallas no indican orden genético sino que permiten la correlación de cada una a lo largo de los distintos cortes del experimento. c) Vista en planta de la evolución temporal de una estructura tipo *pull-apart* generada mediante experimentación con análogos (Dooley y McClay, 1997).

2.5.6 Deformación en régimen transpresivo; modificaciones de estas estructuras-tipo

El término transpresión se utiliza por primera vez en el trabajo de Harland (1971). El autor define régimen transpresivo como aquel que opera en zonas de compresión oblicua. Asimismo propone que este tipo de régimen debe estar relacionado con el desarrollo de fallas transcurrentes en cinturones orogénicos.

Según Dewey *et al.* (1998), transpresión (y transtensión) corresponden a deformaciones generadas en dirección y que se desvían del comportamiento en cizalla simple por una componente de acortamiento (o extensión) ortogonal a la zona de deformación.

A escala regional, la deformación por transpresión se asocia a convergencia oblicua, entendiendo ésta como el movimiento relativo entre dos bloques o placas sobre una zona de deformación (Dewey *et al.*, 1998). Esta convergencia oblicua se caracteriza por el ángulo de convergencia (ángulo entre el vector de convergencia y el borde de contacto entre las placas (Teyssier *et al.*, 1995).

A nivel local, se puede generar deformación por transpresión en cualquier régimen en cizalla simple por curvatura de las fallas que genere una zona de obstrucción (*restraining*).

En cuanto a los trabajos teóricos, destaca el de Sanderson y Marchini (1984) en el que se refleja un primer intento de entender los conceptos teóricos de cizalla simple, esfuerzo, elipsoide de deformación finito y orientación teórica de estructuras asociadas bajo la idea de convergencia oblicua. Otro trabajo destacable es el de Jones *et al.* (2004), que representa la derivación de estos conceptos a la tercera dimensión, dentro del marco de la deformación por esfuerzos que no son horizontales ni coaxiales (*non-plane strain deformation*). Esta tipología de deformación está propuesta en los trabajos de Dewey (1975), Dewey *et al.* (1998) y Jones y Holdsworth (1998) y responde directamente al movimiento de las placas litosféricas sobre la superficie de una esfera.

Para deformación en régimen transpresivo se modifica el patrón de fracturación definido en el elipsoide de deformación infinitesimal para regímenes en cizalla simple (Moody y Hill, 1956 y Wilcox *et al.*, 1973). Estas modificaciones están inducidas por la componente en convergencia del sistema. Sanderson y Marchini (1984) proponen un modelo para la deformación en transpresión (fig. 2.20), entendida en el sentido de Harland (1971) y calculan un elipsoide de deformación incremental (*incremental strain ellipsoid*). Éste involucra tanto conceptos de cizalla simple como de cizalla pura. La deformación por cizalla simple sería aquí un punto dentro de un rango que va de la deformación por transpresión a la transtensión y solo ese caso especial se explicaría exclusivamente mediante deformación por cizalla simple. En este trabajo se calculan una serie de modificaciones angulares en las estructuras tipo con respecto al elipsoide de deformación infinitesimal, aunque el patrón general de estructuras asociadas no se ve excesivamente modificado. Algunas de estas son: (figura 2.20)

- Modificación de los ángulos de las estructuras. En deformación por transpresión se induce una elipse de deformación horizontal con el eje largo a un ángulo más bajo con respecto a los límites de la zona de cizalla (Sanderson y Marchini, 1984). Este cambio en el eje hace que todas las estructuras modifiquen sus ángulos con respecto a la PDZ de tal manera que para deformación transpresiva dextral todas las estructuras girarían de forma horaria. Esto provoca que los pliegues, cabalgamientos y foliaciones (estructuras compresivas) se generen a ángulos más bajos. Las fracturas tipo R y R' aparecerían a ángulos mayores, así como las estructuras asociadas a extensión. El conjunto tiene que presentar engrosamiento cortical y elevación vertical.

- Predominio de saltos inversos. Como la zona deformada se está engrosando en la vertical, predo-

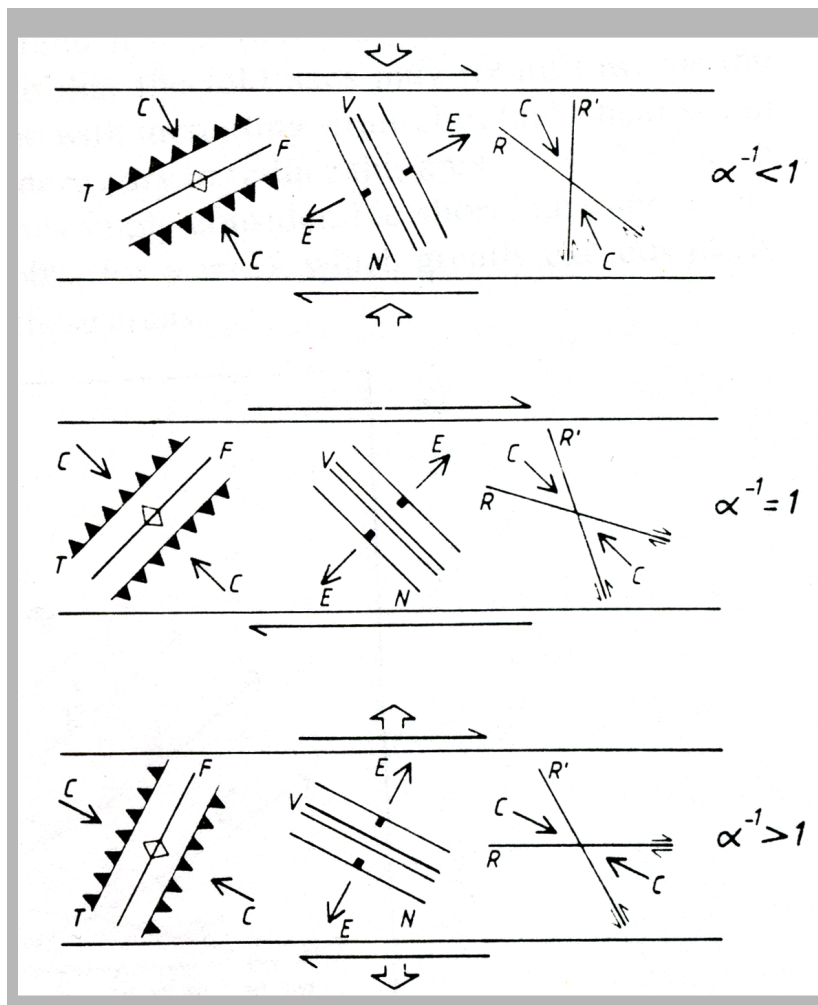


Figura 2.20: Figura tomada de Sanderson y Marchini (1984). Modificaciones a la elipse de deformación en transpresión.

minan los saltos inversos sobre los normales. En cizalla simple, en cambio, los saltos inversos tienen que estar compensados regionalmente con los normales.

Hay, en comparación con deformación en cizalla simple, muy pocos trabajos experimentales que traten sobre transpresión, entendida en el sentido de Dewey *et al.* (1998). De éstos, quizá los más antiguos sean los de Lowell (1972) y Wilcox *et al.* (1973). Aunque el trabajo de Bartlett (1981) se entienda en términos de deformación en cizalla simple, utiliza presión confinante y fuerza el desarrollo de estructuras mediante un mecanismo claramente transpresivo (figura 2.21). Son novedosos en cuanto a la técnica de experimentación, y por tanto a los resultados, los trabajos de Schreurs (1994 y 1997), y Schreurs y Coletta (1998), así como los de Casas *et al.* (1998), que realmente atacan el problema que supone la modelización de convergencia oblicua. Ellos no basan sus experimentos en un carril-anisotropía de basamento e in-

ducción de deformación en cizalla simple, sino en la modelización de convergencia más o menos oblicua en una serie de capas de arena que se deforman sobre un nivel dúctil (generalmente silicona). Esto permite modelizar deformación por transpresión y evitar el efecto de la acumulación de la deformación en la anisotropía de basamento. En estos experimentos los resultados en cuanto a términos de evolución temporal de estructuras, son similares a los otros.

A partir de los modelos análogos de Schreurs (1994) ver figura 2.22 y Casas *et al.* (1998) ver figura 2.23, se puede discriminar entre situaciones de convergencia ortogonal (cizalla pura) y situaciones de convergencia oblicua (transpresión) en las que se van a generar todo el cortejo anteriormente descrito de estructuras *en échelon* asociadas a deformación por cizalla simple.

Schreurs (1994) publica tres experimentos (fig. 2.22), en los que se induce cada vez más acortamiento con relación al movimiento en dirección. Esto implíci-

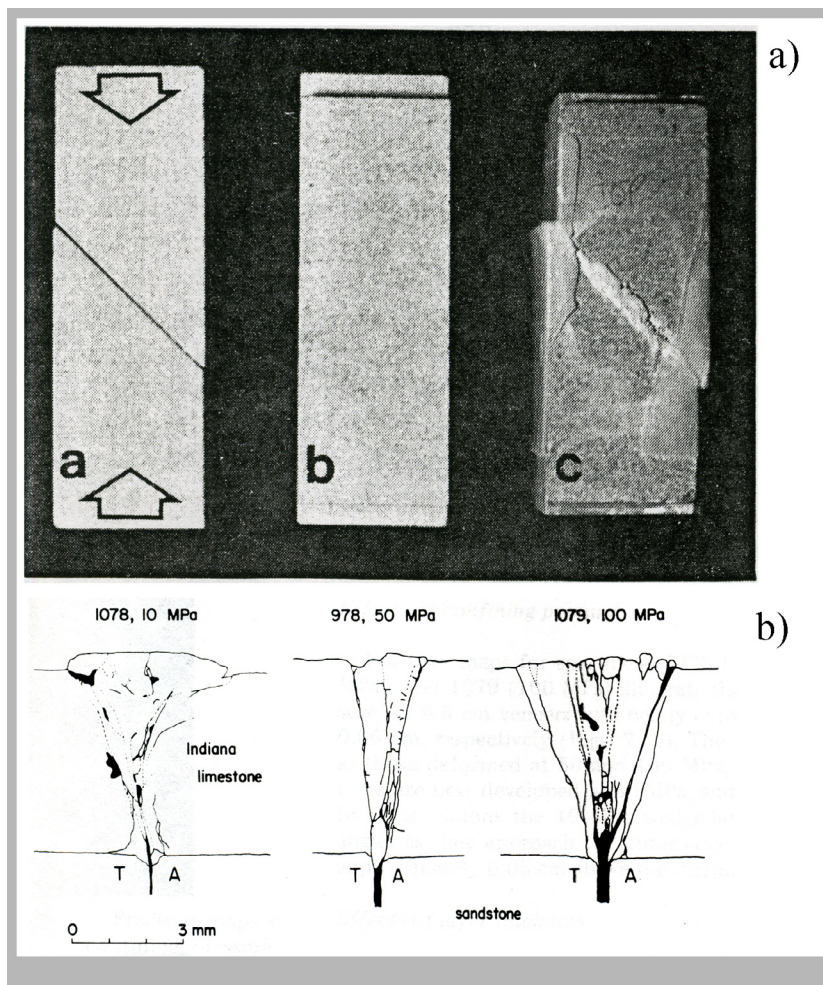


Figura 2.21: Tomado de Bartlett *et al.* (1981):

a) Especimen de uno de sus experimentos en los cuales se muestra cómo se fuerza la génesis de cizalla simple a lo largo de una anisotropía previa a 45 grados del esfuerzo principal. A grandes rasgos, se induce deformación por transpresión a lo largo de la anisotropía previa.

b) Resultados en forma de flor positiva obtenidos en este experimento.

tamente indica que cuanto más acortamiento mayor es el ángulo que genera el vector principal de movimiento con respecto a la PDZ. En el primer experimento la relación dirección/acortamiento es de 8/1, en el segundo 4/1 y en el tercero 3/1. Los ángulos del vector de convergencia oblicua con respecto a la PDZ serían 7, 13.8 y 18.1 grados respectivamente. En el primer y segundo experimento es muy clara la distribución-tipo de estructuras *en échelon* relativamente similares a las observadas en deformación en dirección. En el tercer experimento existe un claro predominio de estructuras inversas de bajo ángulo, similares geométicamente a sistemas en convergencia ortogonal. Solo existen, entre el experimento 2 y el 3, 4.1 grados de diferencia y, sin embargo, el resultado final y los pasos intermedios son claramente diferentes.

En los experimentos de Casas *et al.* (1998), nueve en total, también se observa esta transición brusca en el estilo de deformación en función del ángulo entre la PDZ y el vector de movimien-

to principal (fig. 2.23). Y por tanto entre estructuras claramente relacionadas con deformación en transpresión y estructuras más bien relacionadas con deformación en cizalla pura. Así, según este trabajo para ángulos de convergencia de 0 (cizalla simple) y 15 (convergencia oblicua), el patrón geométrico de estructuras es el típico de zonas con deformación transpresiva, mientras que para ángulos de entre 30 (convergencia oblicua) a 90 grados los resultados son geométricamente muy similares y más relacionados con deformación en cizalla pura. Los modelos se realizaron en intervalos de 15 grados.

De manera coherente en los dos conjuntos de experimentos, se aprecia un cambio en los ángulos de buzamiento de las estructuras. Con ángulos de convergencia bajos y deformación transpresiva, los ángulos de las fallas resultantes son altos (70-80 grados), típicos de este estilo de deformación. Mientras que en cuanto se pasa a ángulos de convergencia mayores o iguales a 30 grados en el modelo de Casas *et al.* (1998) y de

18.1 o mayores en los experimentos de Schreurs (1994) los buzamientos predominantes de las estructuras generadas bajan dramáticamente: son menores de 40 grados en los experimentos de Casas *et al.* (1998) y de entre 30 y 50 grados para los de Schreurs (1994). Todo ello indica que el estilo de deformación general cambia en un intervalo determinado, no solo en cuanto a la distribución cartográfica de las estructuras sino también en cuanto a su carácter y forma tridimensional.

Por tanto, se puede aproximar un ángulo crítico entre la PDZ y el vector principal de movimiento. Este ángulo se situaría entre los 15 y 18.1 grados y marcaría el límite de desarrollo de dos tipos de deformación diferentes. Si el ángulo es menor que el límite crítico (con 15 grados todavía sería transpresivo), se desarrollarían fallas *en échelon*, con Riedel de buzamientos altos asociadas. Si el ángulo es mayor (con 18.1 grados ya sería suficiente), el estilo de deformación desarrollado sería muy similar al producido en

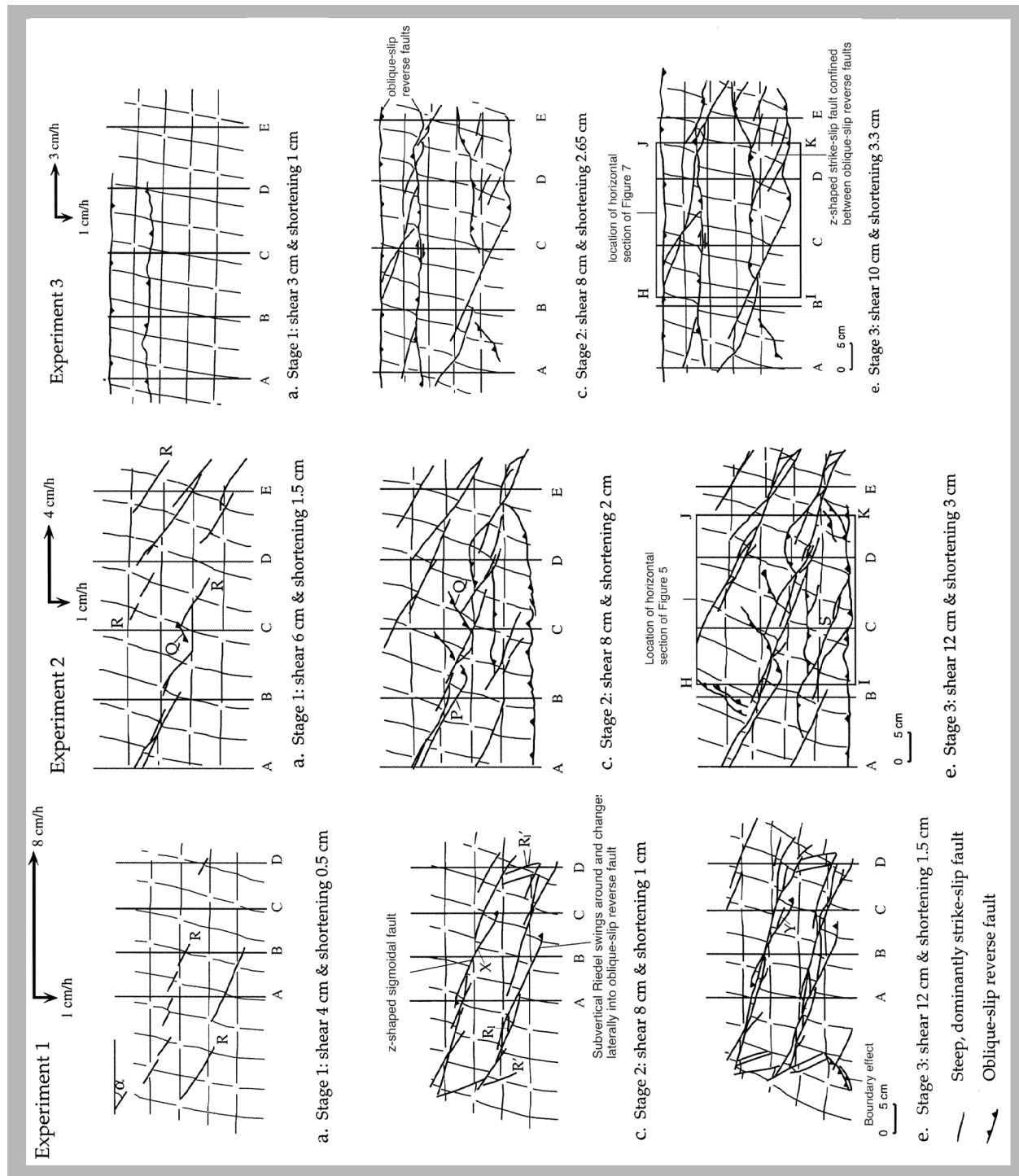


Figura 2.22: Síntesis de los experimentos de Schreurs (1994).

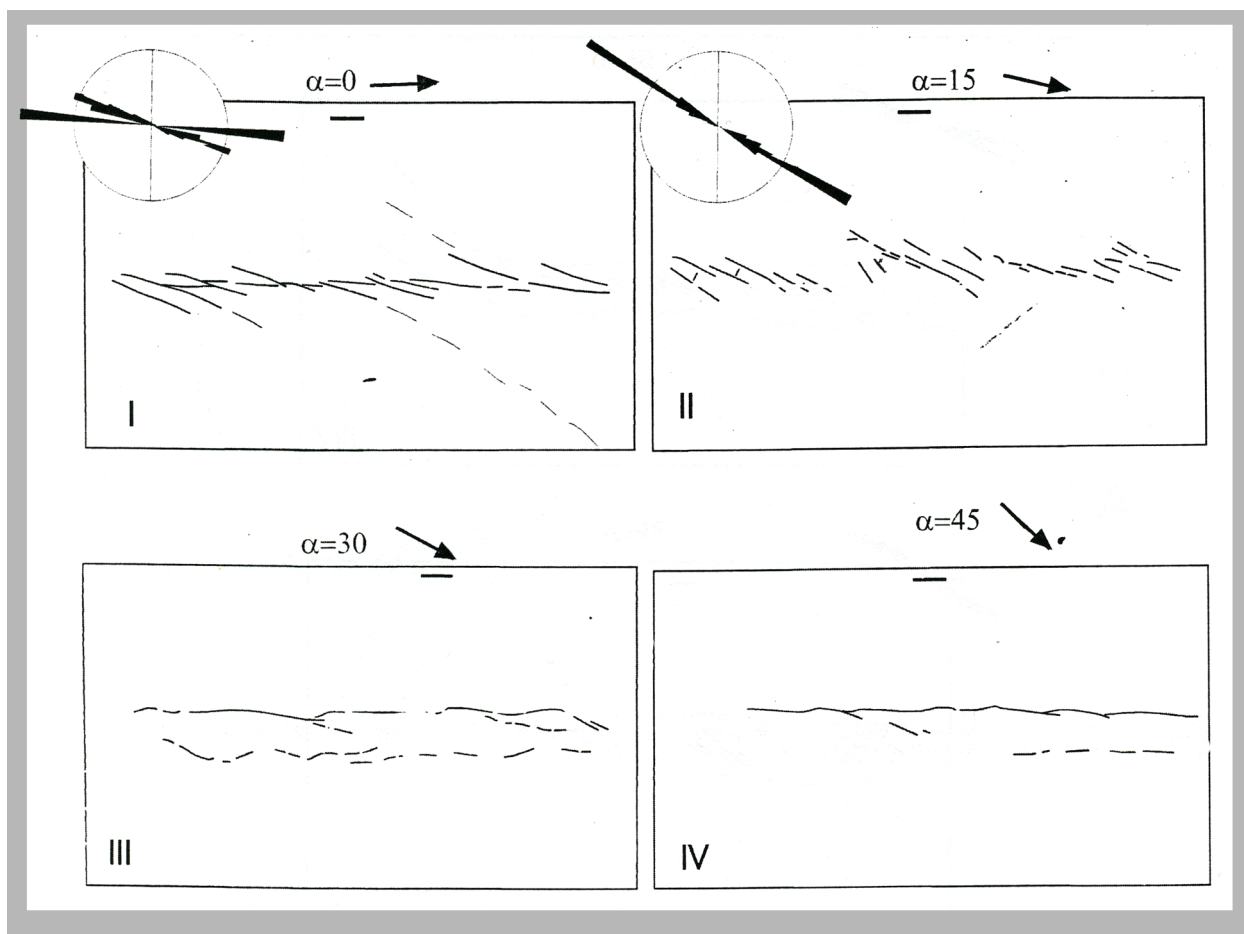


Figura 2.23: Síntesis de los experimentos de Casas *et al.* (1998).

una zona de convergencia ortogonal, con estructuras subparalelas a la PDZ y buzamientos bajos de las estructuras.

A partir de los experimentos análogos de Casas *et al.* (1998) y de Schreurs (1994) para transpresión, se confirman también algunas de las premisas obtenidas por los trabajos de Sanderson y Marchini (1984). Por un lado, se confirma el cambio de ángulo para las estructuras de tipo R: cuanto más compresión se induce en el modelo, más altos son los ángulos con respecto a la PDZ, y en cualquier caso mayores que para experimentos anteriores direccionales puros y no publicados realizados por Schreurs (ver comentarios del propio autor en Schreurs (1994)).

Por otro lado, se observan cambios importantes y relativamente rápidos de los σ_1 locales, propiciando la aparición de cabalgamientos asociados mucho más frecuentes en número y más importantes que en cizalla simple. Esto se produce en respuesta a la necesidad de acumular en la vertical, que genera la componente de acortamiento inducida.

2.5.7 Complicaciones

La deformación por cizalla simple heterogénea, en sentido estricto y con todo su rigor matemático, probablemente no se pueda aplicar a ningún lugar del mundo a gran escala, ya sea por las dudas sobre el comportamiento mecánico de muchos materiales, la evolución del perfil de los esfuerzos con la profundidad o la propia heterogeneidad intrínseca de las rocas (Aydin y Page, 1984).

En cualquier caso la aplicación al comportamiento teórico de Tchalenko (1970) y Wilcox *et al.* (1973) parece una aproximación general razonable.

Dentro del marco de convergencia oblicua, la deformación en tres dimensiones se resuelve necesariamente en una partición entre deformación con componente compresiva y otra en dirección.

Esto en términos generales se resuelve en dominios a lo largo de la zona deformada en los que predomina uno u otro tipo de deformación (Teyssier *et al.* 1995). Esto es, dominios en los que pre-

domina deformación por cizalla pura y otros en los que predomina la deformación por cizalla simple (Tikoff y Teyssier, 1994). Estas dos tipologías de deformación se podrían dar además de manera coetánea en el tiempo y el espacio. El grado de partición de la deformación puede ser variable en función, entre otros, de parámetros tales como el ángulo de convergencia, orientación de los ejes de deformación instantánea, etc. (Teyssier *et al.*, 1995).

Además, la importante cantidad de estructuras de diversas tipologías que frecuentemente se encuentran en zonas deformadas mediante cizalla simple es también difícil de entender genéticamente si su desarrollo es secuencial. En estas zonas los materiales más viejos acumulan más deformación. Esto es especialmente patente en fallas con una actividad temporal larga.

El estadio de desarrollo de la deformación puede enmascarar su presencia. Hay casos en los que las PDZ acumulan tan poca deformación como para que no lleguen a superficie (Naylor *et al.*, 1986) y aquí solo lleguen disposiciones de R o T *en échelon* (Erdlac y Anderson, 1982), o incluso solo pliegues (Leonard, 1983). En laboratorio las simulaciones siempre tienen un tiempo determinado, generalmente corto, y no se sabe cómo afecta realmente el parámetro tiempo dentro de estos sistemas.

Como resultado final, las estructuras previas, pliegues y fallas pueden llegar a rotar para tender a ser paralelas con las PDZ. Estas en corte o perfiles sísmicos pueden llegar a tener características confusas. Los pliegues van a mostrarse idénticos a *drape folds* y las fallas, a resultas de la rotación, se van a parecer a fallas inversas de crecimiento, *dip-slip growth faults* (Harding, 1985).

La teoría no explica todo y en la naturaleza todo se puede complicar más. Así, la existencia de anisotropías de dirección determinada y la evolución subsiguiente en zonas deformadas en transpresión está poco estudiada desde el punto de vista de la modelización con análogos.

2.5.8 Cómo se observan en la naturaleza

La geomorfología general de las zonas deformadas en régimen transpresivo responde a morfologías romboidales, en las que la deformación se distribuye heterogéneamente. Las cuencas suelen estar cabalgadas en sus márgenes y rodeadas de sistemas montañosos. Esto se ha comprobado a partir de modelos análogos (Schreurs, 1997; McClay y Bonora, 2001).

Esto es más evidente en zonas deformadas recientemente o actualmente activas. En éstas, los conjuntos de fallas con componente predominante en dirección desarrollados pueden afectar o condicionar la evolución estructural en áreas de cientos de kilómetros y por tanto se puede identificar su actividad mediante el estudio de la geomorfología asociada. Los trabajos de Wesson *et al.* (1975) sintetizan parte de las características geomorfológicas y procesos que se observan en este contexto (fig. 2.24). Algunos de los comportamientos geomorfológicos reconocibles condicionados por este contexto estructural serían: la existencia de redes de drenaje rectilíneas, con escarpes de falla asociados y todavía conservados, los desvíos estructurales lineales de las líneas de drenaje (deflexión geomorfológica), las elevaciones del terreno escalonadas en la dirección de las estructuras, etc. Los estudios geodésicos de alta resolución, con mediciones de ultraprecisión en la variación de la topografía, permiten medir las tasas de movimiento de estas estructuras (Prescott y Yu, 1986).

Así mismo, gran número de las zonas sísmicamente más activas del mundo se comportan como zonas de deformación por transpresión a gran escala. El estudio de los mecanismos focales de los terremotos permite también la identificación de este tipo de estructuras (Julian *et al.*, 1982), y los estudios de detalle a nivel microestratigráfico permiten ver su evolución temporal reciente.

Geológicamente, estas estructuras se detectan frecuentemente por la existencia de conjuntos de fracturas *en échelon*, así como por la existencia de fallas y pliegues acumulados en zonas alargadas (fig. 2.22 y 2.23); cortan y yuxtaponen

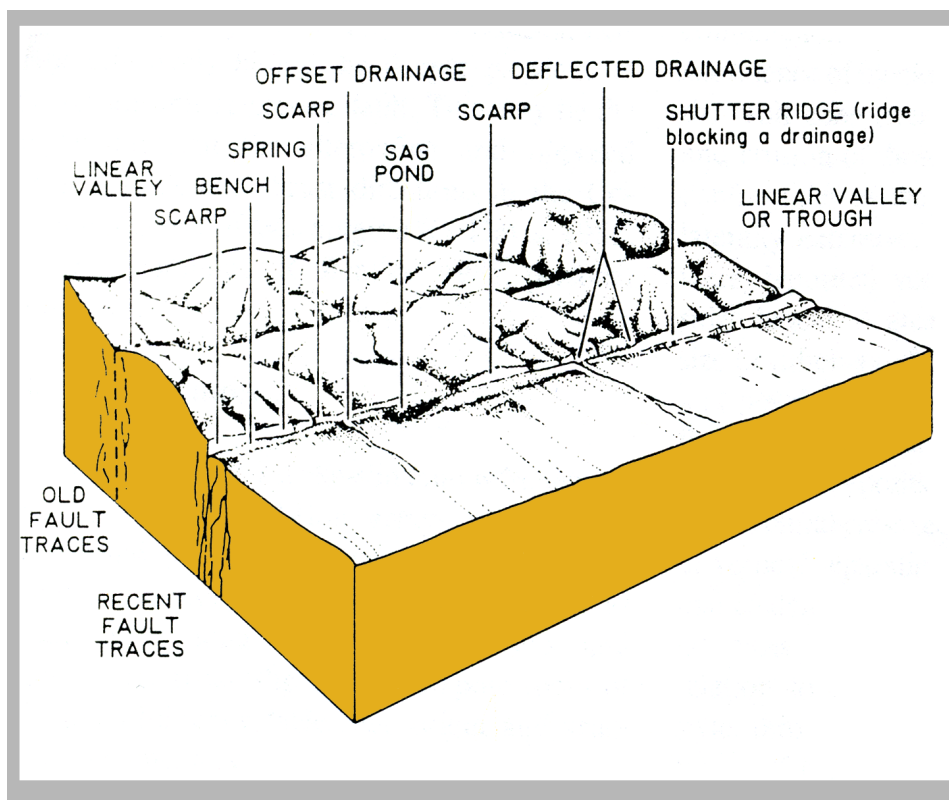


Figura 2.24: Diagrama de las características geomorfológicas asociadas a fallas desarrolladas en regímenes de cizalla simple (en Sylvester (1988), redibujado de Wesson *et. al.* (1975).

cosas que no tienen nada que ver a un lado y otro de la fallas, desde diques a esquistosidades previas; pueden por estos mecanismos hacer que unidades sedimentarias no coincidan a un lado y otro de la falla, haciendo difícil de comprender la historia sedimentaria de un área.

Otro fenómeno típico asociado al desarrollo de estas estructuras es la existencia, de manera coetánea en el tiempo y el espacio, de estructuras compresivas y extensionales. Los indicadores de sentido de movimiento en los planos de falla suelen tener, en general, componente en dirección. En el registro estratigráfico la clásica resultante de ese proceso es la existencia de discordancias angulares fuertes, pero locales, y variaciones rápidas en los espesores de las cubetas generadas.

En sección, estas estructuras pueden cambiar dramáticamente de geometría en pocos kilómetros, dando lugar a las conocidas flores positivas o negativas (Kingma, 1958). En perfiles sísmicos es muy difícil reconocer este tipo de estructuras (Bally, 1983; Harding, 1985 y 1990) y, solo después de la llegada de los volúmenes de sísmica 3D de alta resolución y de los modelos análogos reconstruidos digitalmente a partir de datos obtenidos

por tomografía de rayos X, se ha podido comprobar en detalle la altísima complejidad estructural de estas geometrías en tres dimensiones (Dooley y McClay, 1997 y McClay y Bonora, 2001, para ver ejemplos).

En cuanto a las fallas con componente predominante en dirección que se desarrollan en zonas con deformación por transpresión, para determinar la magnitud de desplazamiento en dirección se deben utilizar aquellos marcadores que menos dependan de la erosión. Por ejemplo, algunos de los tipos de marcadores recomendados por Gabrielse (1985) son el uso de lineaciones geológicas que tengan considerable extensión geográfica (ej. línea de transición plataforma-cuenca), límites sedimentarios o metamórficos, terminaciones de formaciones o incluso mapas de isopacas en los que haya rupturas lineales de los espesores.

También se pueden utilizar asociaciones de canales y continuidad de estos en sistemas fluviales, líneas de construcción de elementos geológicos (ejes de pliegues, intersección de superficies, etc.), tendencias en elementos isotópicos o geoquímicos, capas verticales y un larguísimo etcétera. Es lícito también el uso de diques de considerable extensión vertical, plutones, batolitos o incluso

zonas de sutura, yuxtaposición de provincias con diferencias importantes en cuanto a la geoquímica o a la orientación paleomagnética.

En cualquier caso lo ideal es que la dirección de estos marcadores se sitúe a un ángulo alto de las fallas.

2.5.9 Génesis de cuencas en zonas deformadas por transpresión

Muchos de los fenómenos anteriormente descritos son independientes de la escala y por tanto, si se dan a la escala adecuada, pueden constituir posibles condicionantes de la génesis de cuencas sedimentarias.

Con la interferencia de todas las tipologías de estructuras y procesos asociados al desarrollo de deformación por transpresión, el abanico de posibilidades crece enormemente y así se refleja en una literatura muy abundante sobre este tema.

En las publicaciones especiales de Ballance y Reading (1980), Christie-Blick y Biddle (1985) y Holdsworth *et al.* (1998) se hace un amplísimo resumen de

muchos de los conceptos asociados a formación y evolución de cuencas sedimentarias en contextos transpresivos.

Woodcock y Schubert (1994) resumen genéricamente las cuencas generadas en zonas deformadas por transpresión, agrupándolas en dos tipologías, internas y externas. Las internas estarían relacionadas directamente con deformación en transpresión en zonas discretas y con los conjuntos y tipologías de fallas que allí se desarrollan. Las externas tendrían relación con plegamiento cortical por carga flexural (por ejemplo en zonas cercanas a *push-ups*), básicamente como respuesta isostática en zonas más o menos alejadas de las PDZ, (fig. 2.25)

Según Sylvester (1988), las cuencas tipo *pull-apart* son unas de las más simples que podemos encontrar asociadas a deformación en dirección. En la figura 2.19 se observa la alta complejidad estructural de un *pull-apart* que responde a un modelo de laboratorio y por tanto simplificado y controlado. Es de esperar que un sistema natural sea mucho más complejo.

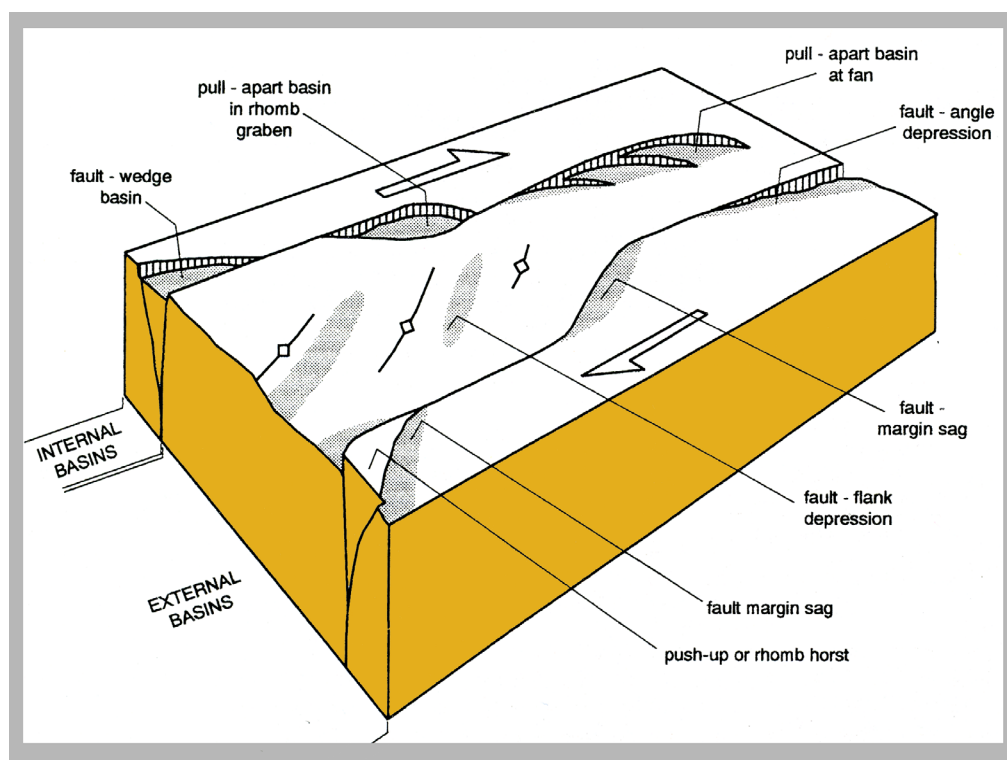


Figura 2.25: Esquema idealizado de posibles situaciones estructurales en las que se pueden generar cuencas dentro de un sistema en dirección. Estas pueden encontrarse tanto en la zona donde se desarrolla la PDZ como en lugares más o menos próximos. Tomado de Woodcock y Schubert (1994).

La interrelación entre distintas fallas, a cualquier escala, puede ser el condicionante de la existencia de ciertas cuencas. Así, las zonas en las que dos o más fallas se encuentran pueden generar diferenciales de cota topográfica que condicionen la génesis de una cuenca. El tamaño de la cuenca dependerá de los

diferenciales de cota relativos y por tanto de la magnitud de las fallas. A nivel genético las combinaciones son numerosas y por tanto sus formas tridimensionales también. Estos son solo algunos de los muchos ejemplos que de este tipo de cuencas se pueden dar (fig. 2.26).

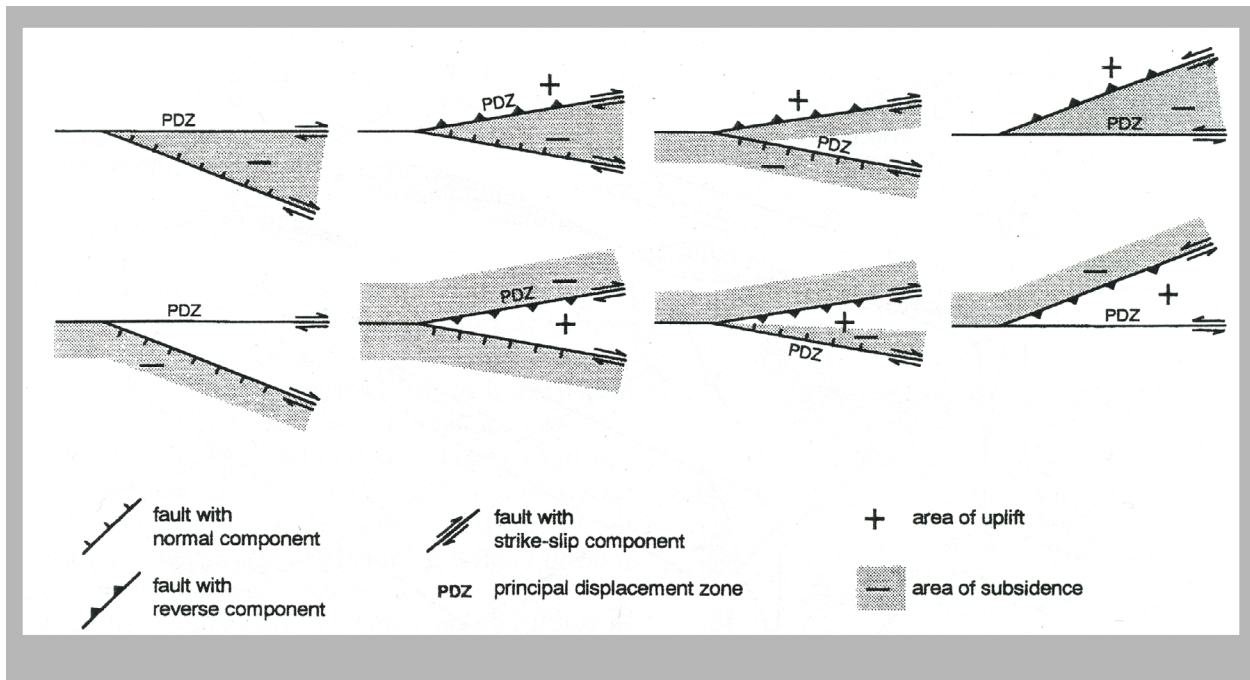


Figura 2.26: Woodcock y Schubert (1994) simplifican los modelos de Chistie-Blick y Biddle (1985) para cuencas generadas en zonas de bifurcaciones de fallas en dirección. Aquí se muestran algunas de las posibilidades topográficas de estas bifurcaciones.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Introducción general a la metodología de trabajo

A continuación se comentan las distintas técnicas y metodologías de trabajo que se aplican a lo largo del presente trabajo, así como las fuentes de la información utilizada y los distintos tipos de *software* que permiten el tratamiento de la información digital.

Informáticamente abarcan campos de aplicaciones muy extensos que se engloban genéricamente bajo los términos de SIG (Sistemas de Información

Geográfica o GIS, acrónimo de *Geographic Information Systems*) y CAD (acrónimo de *Computer Aided Design*, Diseño Asistido por Ordenador), además de aplicaciones de tratamiento de imágenes o gestión de bases de datos.

Aquellas técnicas de trabajo más tradicionales y sobradamente conocidas no se comentan aquí, las cartografías de campo, medidas de estructuras y toma de datos, los trabajos bibliográficos, etc. son ya de todos métodos conocidos.

3.2 Herramientas genéricas informáticas

En este apartado se detallan algunas de las herramientas y conceptos genéricos que posteriormente se han aplicado de una u otra forma al desarrollo de este trabajo.

Como es conocido, muchas de estas herramientas no están diseñadas específicamente para el trabajo en geología, pero la implementación de rutinas de trabajo coherentes con las técnicas geológicas son de gran utilidad. Esto se pone de manifiesto especialmente en dos campos que a veces son complementarios. Por un lado la gestión de cantidades importantes de datos (ej. gestión de mapas geológicos digitalizados con sus bases de datos incorporadas) y por otro la aproximación 3D a los problemas clásicos en geología estructural, cartografía geológica, etc.

los diferentes proyectos de SIG en el presente trabajo es ArcGIS Desktop versión 9.0 de la compañía ESRI.

En detalle, los SIG son herramientas informáticas para la adquisición, almacenamiento, análisis y edición de información espacial. Internamente estos SIG se estructuran como un sistema gestor de bases de datos georreferenciados (Díez Herrero, 1999).

La realidad espacial dentro de estos sistemas se concibe de dos formas o modalidades:

- Vectorial, en la que se utilizan las entidades punto, línea, polígono y texto. Estas pueden tener asociados a cada entidad una base de datos infinita en la práctica.

- Matricial (*raster*), en la que el espacio se divide mediante un reticulado cuadrado (píxel) al cual se le asocia un dato.

3.2.1 Sistemas de Información Geográfica. Concepto y tipologías de archivos

Desde hace algún tiempo, cada vez es más habitual el uso de herramientas informáticas para la gestión de geoinformación.

Algunas de estas herramientas se agrupan bajo el término genérico de Sistemas de Información Geográfica o SIG (*Geographic Information Systems* o GIS). El *software* con el que se van a construir

Estos programas permiten el tratamiento de grandes cantidades de información espacial. Simplificando mucho, esto se realiza de tal manera que la información se estructura por un lado en bases de datos que almacenan y ordenan la información y por otro en expresiones gráficas en forma de mapas de la infor-

mación almacenada. Esto en un entorno en el que todo está supeditado fundamentalmente a los conceptos de sistema de coordenadas y escala.

Uno de los métodos matemático-informático más utilizado para la construcción de superficies 3D en estos sistemas son los denominados TINs. Las superficies basadas en TINs (acrónimo de *Triangulated Irregular Network*) se fundamentan en la división del espacio en una serie de triángulos contiguos que no se solapan (Felicísimo, 1999). Los vértices (nodos) de estos triángulos representan coordenadas X, Y y Z y la superficie de cada triángulo es la interpolación entre los tres vértices, con lo que se generan superficies continuas en el espacio a lo largo de una serie de coordenadas tridimensionales.

Para este *software* en concreto (ArcGis), la generación de superficies tridimensionales respeta los parámetros anteriormente comentados y utiliza para el cálculo de los nodos de los triángulos que componen el TIN el algoritmo de Delaunay. Según este método, los nodos que definen los triángulos son elegidos de tal manera que el círculo que los circunscribe nunca contiene otros puntos en su interior. Con este artificio matemático se consigue que haya una baja variación en la longitud de los lados de los triángulos (ArcGis Desktop help, 2003).

Las reconstrucciones espaciales tipo TIN se pueden construir habitualmente en la gran mayoría todos los Sistemas de Información Geográfica que poseen módulos para la representación 3D, aunque estos sistemas no estén diseñados específicamente para geología o geofísica. Además, permiten la combinación parcial con otras tipologías de información geográfica, por ejemplo ortofotografías georreferenciadas. Esta combinación parcial (el término genérico en inglés para este proceso sería *drape*, traducido por algunos autores como "tapizado"), permite la visualización de la ortofotografía en 3D virtual, dándole a cada píxel de la imagen una cota relativa a su posición geográfica y extraída del TIN. Casi todas las combinaciones de información parcial pueden ser realizadas entre los diferentes tipos de archivos (ArcGis Des-

ktop help, 2003). A día de hoy todas estas metodologías y tipos de archivos son estándares de trabajo informático.

3.2.1.1 Modelo Digital del Terreno

El termino modelo digital del terreno (MDT) no tiene una única acepción clara y por tanto su uso es prácticamente genérico. Se utiliza casi indiscriminadamente para diferentes tipo de archivos informáticos, relativos a diferentes programas comerciales, ya sea para tipologías vectoriales o matriciales.

Parece que la unidad básica que permite definir este término en todas las tipologías a las que se aplica, es el concepto de distribución de cotas de una superficie. Por tanto, en cuanto al uso actual que se da a este término, un MDT sería todo archivo que permita con el software adecuado reconstruir una superficie tridimensional, en general topográfica.

En este trabajo se entenderá como MDT cualquier reconstrucción tridimensional de una superficie a estudiar, que aquí siempre se representará sobre un formato informático de tipo TIN.

El término Mapa de Elevaciones Sombreado, que siempre aparece ligado al concepto de MDT, solo supone una interpretación informática de las sombras que un acimut e inclinación determinada del sol generaría sobre la superficie tridimensional que define el MDT (ArcGis Desktop help, 2003).

3.2.2 Otros tipos de *software* utilizados

Se han utilizado una serie de programas informáticos a la par que los sistemas de GIS. Estos programas han permitido ir más allá en el diseño, edición y realización de algunos de los mapas y modelos 3D que se presentan en este trabajo. Otras veces han permitido economizar cantidades de tiempo importantes y en general han sido insustituibles por los GIS para algunas de las operaciones geoespaciales que se aplican en este trabajo.

3.2.2.1 Sistemas de CAD (Computer Aided Design)

En general, los sistemas de GIS tienen un pobre desarrollo de la parte del programa dedicado a la edición gráfica de mapas y modelos. Este pobre desarrollo es un término comparativo en relación con el significativo avance que han desarrollado en los últimos años los sistemas de diseño asistido por ordenador o CAD en este tipo de tareas.

Así, la variedad de formas constructivas en 2D y sobre todo en 3D desarrolladas en entornos CAD y la facilidad de las ayudas al diseño ofrecidas por estos sistemas está avanzando de manera espectacular.

En los últimos años y de manera paralela se han desarrollado archivos estándar (.dxf, .txt, .dem, etc) que permiten el fácil flujo de información y datos entre los sistemas de CAD y GIS. Esto hace cada vez más fácil la construcción, ya sea en 2D o en 3D, de entidades complejas en sistemas de CAD y un posterior tratamiento mediante el análisis geoes-tadístico general que permiten los SIG.

Para este trabajo se han utilizado dos sistemas de CAD comerciales, Autocad V. 2004 (Autodesk Inc.) fundamentalmente para el trabajo de diseño y edición de mapas en 2D y Rhinoceros V. 3.0 (Robert McNeel & Associates) para el trabajo de diseño y edición vectorial en tres dimensiones.

3.2.2.2 Software de tratamiento de Imagen

El tratamiento de imágenes y la aplicación del método teledetectivo del Realce Visual, del que se tratará más adelante en este capítulo, han sido realizados con el programa Photoshop 9 de la casa Adobe. Siendo la teledetección la técnica que permite obtener información de una entidad o fenómeno a partir de los datos adquiridos por un instrumento que no está en contacto con él (Wikipedia, 2007), al aplicarla a imágenes, es posible realizarla mediante un *software* de tratamiento de imagen. Además, algunas de las operaciones simples que se pueden hacer con una imagen son más fáciles de realizar en los sencillos programas de tratamiento de imágenes comerciales tipo Photoshop que en los programas superespecializados, y relativamente complicados de manejar, enfocados a SIG y teledetección. Por otro lado, para según qué tipo de manejo de imágenes el resultado es idéntico.

3.2.2.3 Otros programas informáticos utilizados

Para el estudio de lineamientos y realización de diagramas de rosas se utiliza el *software* Georient 9.2 Tm. Éste está desarrollado por R. J. Holcombe, Holcombe Coughlin & Associates Australia (<http://www.holcombe.net.au>) y es gratuito para propósitos no comerciales.

3.3 Fuentes de los distintos datos utilizados

El trabajo que aquí se presenta es inconcebible sin la gran cantidad de geoinformación disponible, en general gratis, en Internet.

En los últimos años, las políticas favorables tanto de los Estados Unidos como de la Unión Europea a la amplia distribución en la Red de geoinformación detallada de las diversas regiones, con el propósito de mejorar los datos ambientales y estructurales de las distintas Regiones, han permitido una evolución asombrosa. La cantidad de esta geoinformación digital de alta calidad, puesta

a disposición de cualquier usuario en la Red por los distintos organismos oficiales de las distintas regiones de España, es abrumadora.

La información que más se ha utilizado para este trabajo ha sido tanto las diversas imágenes de satélite a distintas escalas como las diferentes fuentes de MDTs disponibles.

A esta política se han unido el IGME (Instituto Geológico y Minero de España) y el ICC (Instituto Cartográfico de Cataluña), distribuyendo *online* y gratuitamente gran parte de los datos genéricos

geológicos en forma de mapas 1:50.000 de toda España y de toda Cataluña, respectivamente.

A continuación se detallan las distintas informaciones utilizadas en este trabajo y sus fuentes, muchas de ellas gratuitas y *online*.

- CITA, *Centre Integrals de Telecomunicacions Avançades* cedió parte de sus archivos vectoriales altimétricos y planimétricos a escala 50.000 y 5.000 de la Comarca del Pallars Jussà.

- Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC), que pone a disposición de todos los usuarios y de manera gratuita en su página web información geoespacial de muy alta calidad de Cataluña. Entre esta información se encuentran topografías digitales a escalas 1:10.000, 1:25.000 y 1:50.000 y ortoimágenes georreferenciadas a escalas 1:5.000 y 1:25.000.

- Departamento de Medioambiente y Vivienda de la *Generalitat* de Cataluña. En su sistema de SIG *online* se pueden encontrar además de una interesante información medioambiental y un MDT 1:200.000 de Cataluña, todos los mapas 1:50.000 de la serie MAGNA, digitalizados, georreferenciados, con atribución de datos a las entidades de los mapas y homogeneizados en cuanto a límites entre hojas.

- *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Esta entidad, bajo el acuerdo de la NASA y del USGS EROS *Data Center* de los Estados Unidos, distribuye

on line MDTs gratuitos de prácticamente todo el globo a una resolución de un punto de cota cada 90 metros.

- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), que en su página web distribuye gratuitamente gran parte de los mapas de las series Magna escaneados y algunas de las memorias de estas hojas más significativas. También en su servidor geofísico tiene algunos de los archivos .las con la geofísica de varios de los sondeos utilizados.

- El Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas (SIGPAC), permite la visualización y descarga parcial de ortoimágenes no georreferenciadas, pero algunas de alta calidad, de toda España. De su página web se ha obtenido el fotomosaico en el que se cartografía el patrón estructural de la falla de Ubierna.

- En la página de la Confederación Hidrográfica del Ebro (Chebro), entre otras informaciones interesantes, se encuentra una síntesis geológica vectorial a escala 1:250.000 de toda la cuenca hidrográfica. Ésta, además, presenta un formato de reconstrucción y montaje de la leyenda gráfica muy fácil y económico en tiempo para el usuario de GIS.

- En la página web de la Consejería de Medioambiente y Desarrollo Sostenible de Galicia se oferta gratuitamente información medioambiental de Galicia en formato GIS y una serie de mapas altimétricos y planimétricos a escala 1:200.000.

3.4 Aplicación de la informática a la geología; métodos de trabajo

3.4.1 Mapas geológicos, bases de datos y espacios georreferenciados

Los diferentes mapas realizados en este trabajo se apoyan en la información base extraída de los organismos citados anteriormente. Además, todos los mapas han sido realizados en espacios georreferenciados.

Con alguna excepción que se detallará en la figura correspondiente (MDT de Galicia), se ha estandarizado el sistema de coordenadas a UTM huso 31N para todos los mapas que se han generado en el contexto del presente trabajo, no así para aquellos (muchos) que se toman de las diversas fuentes bibliográficas y cartográficas consultadas.

En general la realización de estos mapas se ha hecho por dos caminos distintos dentro de los GIS. Las cartografías totalmente nuevas (ej. cartografía estructural de Coll de Nargó) han sido realizadas tomando como base espacial otras referencias cartográficas, como las ortoimágenes, y dibujando en sistemas CAD con espacios georreferenciados las nuevas entidades (puntos, líneas, polígonos, etc.). Posteriormente, se ha atribuido en el sistema GIS una base de datos que permite modificar el *display* gráfico y ordenación de lo cartografiado en función de dicha base de datos. En los casos en los que se han planteado ligeras modificaciones de cartografías digitales existentes, o simplemente modificación de la leyenda general, y por tanto del *display* final de un mapa, se ha hecho solo mediante la edición de la base de datos (ej. mapa de distribución de unidades temporales de Meigs *et al.* (1996) en la zona de Oliana y Artesa del Segre).

3.4.2 SIG tridimensional y Modelos de Superficie

Son muy sugerentes las posibilidades 3D de los SIG, tanto de visualización como de cálculo de volumetrías, superficies, ángulos etc., todos parámetros interesantes a nivel geológico. Consultar Fernández-Bellón (2004) para un amplio resumen de las posibilidades, historia reciente, tipos de archivos, etc. de los distintos métodos de trabajo informático en 3D para geología estructural.

En el presente trabajo, y a pesar de haber explorado en profundidad las posibilidades de estos sistemas en aplicación a la geología, no ha sido posible desarrollar en el resultado final todo lo que se realizado.

Esto se debe fundamentalmente a problemas de tiempo que no han permitido exponer la importante cantidad de datos extraídos mediante integración de GIS y CAD en la USC para la interpretación que se ha hecho en esos años de la sísmica y su integración con datos de sondeo y superficie (ver siguiente apartado sobre el estudio de la información sísmica).

Sí se ha aprovechado la capacidad de estos sistemas georreferenciados de trabajar en 3D virtual para realizar reconstrucciones que en este trabajo se han denominado genéricamente "modelos de superficie", ya sea una vista en perspectiva con una exageración vertical determinada de un MDT o el tapizado de una ortoimagen o cartografía geológica sobre su correspondiente MDT, por ejemplo.

Esta técnica permite al usuario la más fácil comprensión de la escala y las relaciones espaciales entre las distintas zonas de estudio, así como interpretar literalmente, con un punto de vista nuevo, algunas zonas en las que la calidad de la geoinformación así lo permite. Estos sistemas informáticos hacen posible jugar con la exageración vertical y por tanto suelen dar muy buenos resultados en la evidenciación de estructuras o tendencias que ocupan un espacio geográfico grande y que a su vez tienen baja amplitud.

3.4.3 Estudio de perfiles sísmicos

Para este proyecto de tesis doctoral sobre la USC se recopilaban un total de más de 200 perfiles sísmicos correspondientes a las campañas T, TR, ND, SP y Proyecto Cataluña, así como el perfil de sísmica profunda ECORS.

Estas campañas sísmicas corresponden a diferentes empresas y campañas exploratorias de hidrocarburos en una zona que abarca desde las estructuras de Mediano-Boltaña hasta la Cuenca Potásica del Ebro en Cataluña (en dirección E-W) y desde el anticlinal de Barbastro hasta la zona de las Nogueras en sentido N-S. Pertenecen a años distintos y a métodos de adquisición y procesado a menudo diferentes y son bien conocidas por los geólogos que han trabajado en estas zonas.

Las utilizadas para el presente trabajo pertenecen a las campañas T (realizada entre los años 1968 y 1971), TR (realizadas entre 1978 y 1982) y ND (realizadas entre 1968 y 1970); para todas ellas el operador fue la Compañía General de Geofísica S.A.

Se han obtenido en formato papel a través del Archivo Técnico de Hidrocarburos del Ministerio de Industria, Turismo y Comercio y a partir del servicio de Documentación del Instituto Geológico y Minero de España. Estas líneas sísmicas en papel fueron obtenidas en distintas escalas gráficas, a veces en tiempos dobles y otras en tiempos simples, y siempre con profundidades en tiempos. En general con *displays* gráficos en papel muy heterogéneos.

Una vez escaneadas, estas líneas se han interpretado individualmente hasta un total de más de 150. Se han escalado los escaneados de las líneas, se han introducido las interpretaciones en sistemas de CAD y estas interpretaciones han sido georreferenciadas a partir de los mapas de posición de las distintas campañas. La georreferenciación y escalado de las interpretaciones dentro de los sistemas de CAD se ha realizado en tres dimensiones para el conjunto de líneas interpretadas.

Posteriormente, se han calado las líneas con la información de logs de sondeos obtenidos y con las columnas litológicas de todos los sondeos de la zona en los que no se ha encontrado el log geofísico.

Las interpretaciones de cada línea sísmica han sido correlacionadas una a una en todos los puntos de cruce con el resto de líneas. Todo este conjunto de datos ha sido contrastado en mayor o menor medida con las distintas cartografías geológicas existentes o nuevas a partir de trabajo de campo y con la síntesis geológica 1:50.000 en formato vectorial, así como con las ortofotografías ofrecidas gratuitamente por el ICC.

Estas últimas comparaciones también se han podido realizar en 3D al ser datos digitales. En algunos casos (rampa de Oliana) se han podido incluso desarrollar los primeros modelos 3D con reconstrucción de superficies a partir de conjuntos de interpretaciones lineales, con el objetivo final de realizar bloques diagrama tridimensionales, mapas de isopacas, cortes geológicos en distintas orientaciones, restituciones estructurales 3D, etc.

Todo este trabajo en avanzado estado de desarrollo no ha podido ser incluido en esta tesis doctoral debido a problemas de tiempo, pero será la base de futuros trabajos, tanto a nivel geológico como a nivel metodológico.

3.4.4 Teledetección. Método de Realce Visual

En el presente trabajo se va a aplicar uno de los muchos métodos conocidos y desarrollados para la evidenciación de estructuras geológicas a partir de geoinformación georreferenciada.

Delimitado dentro del marco de la Teledetección, se denomina morfotectónica al estudio de las formas de significado regional o tectónico a partir de imágenes remotas (Gold, 1980). El uso de este término es extendido por Hills (1961) para conjuntos regionales y a gran escala fundamentalmente a partir del uso de datos topográficos.

Es dentro de este marco donde en los últimos años se han desarrollado metodologías de trabajo informáticas que permiten el análisis del terreno para ayudar en la comprensión estructural de grandes áreas geográficas.

Muchas de ellas parten de los mismos modelos de tratamiento de datos que para únicamente las imágenes remotas (ej. Jordan y Schott, 2005; Kresic, 1995). Otras se basan en la integración de datos como MDTs y fotos de satélite para la evidenciación de estructuras (Bhosle *et al.*, 2006).

En casi todos los trabajos están presentes los clásicos conceptos de fotointerpretación y análisis de las formas del terreno desde el punto de vista del geólogo como interpretador, no superados por ninguna metodología de trabajo.

Sobre este punto de partida, se comenta a continuación uno de estos métodos de evidenciación de elementos estructurales rectilíneos, que sirve para ayudar en la comprensión de las estructuras a estudio en distintas partes del trabajo.

En cualquier caso, muchas de los lineamientos evidenciados por este método en las diversas zonas en las que se ha aplicado se pueden interpretar y cartografiar también con la información base y sin tratamiento informático.

3.4.4.1 Análisis de los lineamientos estructurales según la metodología propuesta por Herranz y Peláez (1994) y denominada método de Realce Visual (RV)

Se ha elegido este método de evidenciación de estructuras rectilíneas por sus espectaculares resultados y sobre todo por su facilidad de aplicación y uso a partir de información digital. Otros métodos de objetivos y resultados similares como las *Ronchi grids* (Gold, 1980) se han descartado, ya que eran en comparación excesivamente costosas en tiempo para su aplicación.

Herranz y Peláez (1994) no ponen nombre a este método pero en este trabajo se denominará como método de Realce Visual, respetando la única denominación que sus autores le atribuyen indirectamente. Estos autores proponen el posible uso de este método para evidenciar lineamientos rectos y, con una ligera variación a lo que continuación se comentará, para evidenciar conjuntos de lineamientos de geometría concéntrica. En este trabajo se ha aplicado solo a conjuntos de lineamientos rectilíneos y no a los concéntricos, y por tanto solo se hará referencia a partir de aquí a los rectilíneos.

El método de Realce Visual trata de poner en evidencia conjuntos de elementos rectilíneos en imágenes y los autores indagan en algunas de las aplicaciones a la geología aunque no descartan otras posibles.

Esto supone la puesta en evidencia de conjuntos de fallas, diques u otras realidades geológicas de distribución rectilínea.

El método es un proceso simple de tratamiento óptico de la imagen, que debe ser anterior a la interpretación ana-

lógica (realizada por el interpretador) y por tanto una ayuda y no definitorio por sí mismo. Para conjuntos de elementos rectilíneos, los autores proponen un método empírico según el cual se requieren dos imágenes exactamente iguales, pero una de ellas transparente. Éstas se superponen de manera perfecta, con la imagen transparente arriba. A partir de este punto, para poner en evidencia una directriz estructural determinada, se desplaza una de las imágenes con respecto a la otra en cualquiera de los sentidos de la dirección predeterminada. Esto hace que las directrices lineales que existan en esa dirección aparezcan potenciadas y mucho más nítidas a la vista del observador.

Según los autores, este método de realce visual se basa geoméricamente en que el desplazamiento de elementos rectilíneos de la manera comentada anteriormente incrementa su longitud aparente, por lo que son más fáciles de observar. Así, la longitud aparente final viene determinada por la longitud real original más el desplazamiento en dirección realizado en la imagen transparente. El desplazamiento realizado debe ser menor o igual a la longitud original del "lineamiento". Si el desplazamiento es mayor los segmentos se desconectan y el realce visual comienza a decrecer.

A nivel psicofisiológico, y según los propios autores, este efecto óptico se produce de manera intrínsecamente ligada a nuestro propio mecanismo de visión. Nuestro sistema psicofisiológico de visión pone más atención en elementos lineales que rompen el conjunto uniforme, tanto más cuanto más largos son. Así, en un campo de visión neutro, llama más nuestra atención que un segmento se repita longitudinalmente sin ruptura, o con rupturas pequeñas, que la duplicación de éste en paralelo.

Los propios autores recuerdan que "la detección de "posibles" fracturas y contactos rectilíneos o arqueados, así potenciada, es un proceso cualitativo (no cuantitativo), y aun así muy limitado y sujeto a una interpretación personal y en definitiva cargada de subjetividad".

3.4.4.2 Rutina de aplicación del método RV

Sobre esta base teórica el método de Realce Visual se ha aplicado a una serie de informaciones que han sido traducidas en imágenes mediante métodos informáticos: modelos digitales del terreno y ortofotografías.

A partir de los datos topográficos en forma de modelo digital del terreno se calculan mediante SIG mapas de orientaciones sombreados. Éstos, transformados en archivos informáticos de imagen, pueden ser tratados fácilmente según la metodología anteriormente expuesta en cualquier programa comercial de tratamiento de imagen (fig. 3.1).

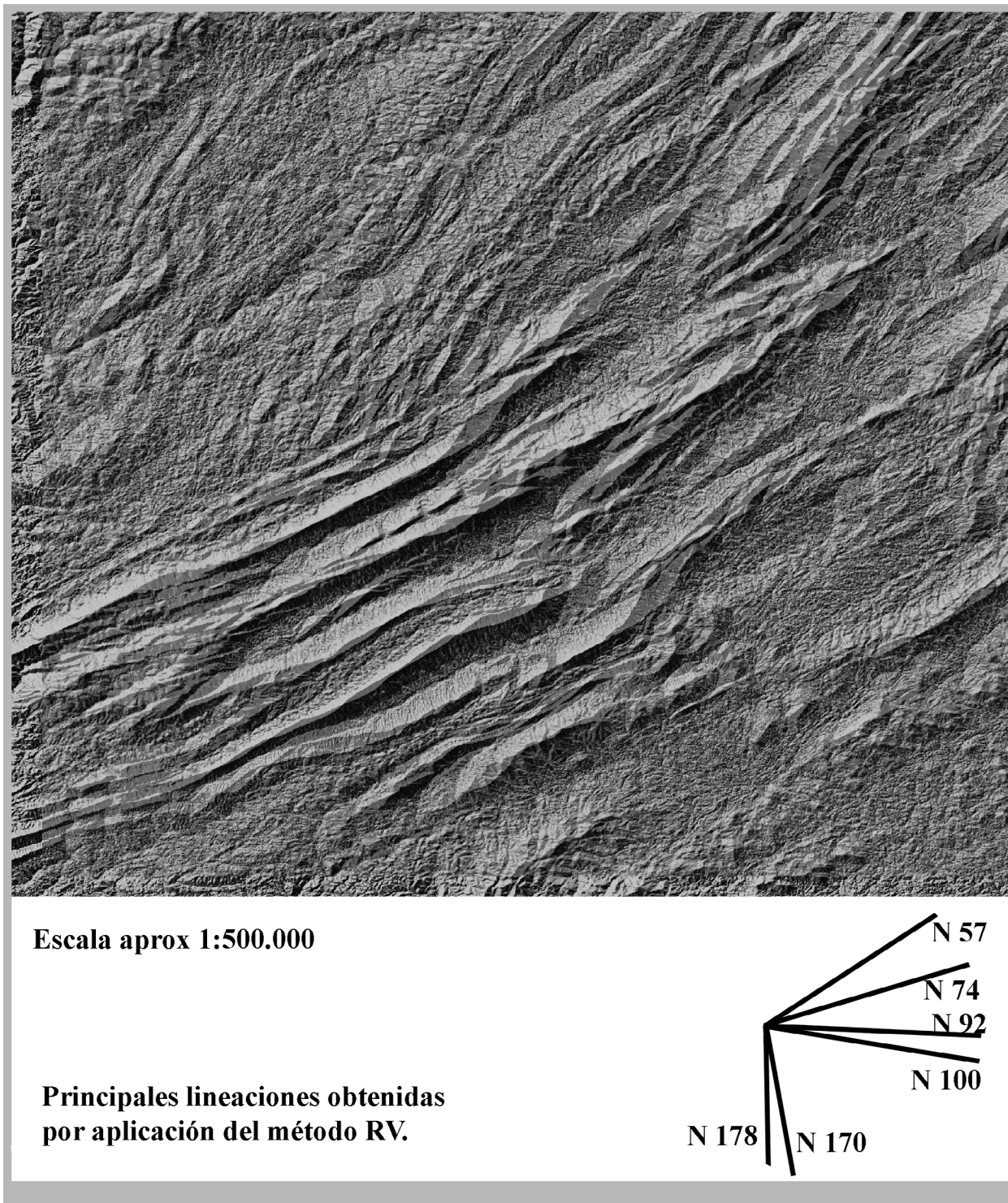


Figura 3.1: Aspecto de la aplicación del método RV en dirección N74 sobre modelo de elevaciones sombreado y resalte de lineamientos. Posición en fig 3.2, MDT tomado del SRTM.

En el caso de las ortoimágenes también han sido transformadas en archivos informáticos de imagen.

Para la aplicación en el presente trabajo del método RV, las imágenes de partida se han desplazado en dirección a intervalos de 2 grados (desde 0 a 180). A priori, se ha dado un valor de desplazamiento semejante para todos los intervalos de dirección y siempre se ha intentado que sea mínimo en comparación con la escala de la imagen base.

Esto es compatible con la intención de resaltar visualmente en todo lo posible las directrices estructurales rectilíneas, ya que en los modelos de elevaciones sombreados utilizados es frecuente observar "lineamientos" rectilíneos de relativamente grandes dimensiones.

En aquellas direcciones en las que no se observan directrices estructurales se ha ido incrementando y disminuyendo el desplazamiento progresivamente, en general con poco resultado. Los resultados de la aplicación de este método han sido validados en cada caso aplicado mediante la comparación con datos de otras fuentes (cartografías existentes, trabajo de campo, MDTs, información bibliográfica, etc.)

Informáticamente es muy simple modificar la cantidad en porcentaje de transparencia utilizada en la imagen superior. Para este trabajo, y con los datos utilizados, se observa empíricamente (a gusto del interpretador) que los porcentajes de transparencia que mejor calidad visual ofrecen, y por tanto mejor realce de las estructuras, se sitúan alrededor del 50 por ciento.

3.4.4.3 Resultados de la aplicación y testeo del método RV

Como más adelante se comprobará, la aplicación de este método sobre los MDT ha dado resultados interesantes. La potenciación visual que se obtiene es realmente importante. Obviamente, en ningún caso permite pintar una estructura en un mapa con absoluta precisión, pero sí identificar mejor aquellas directrices rectilíneas que existen y en qué zonas

se distribuyen con mayor profusión para posteriormente interpretarlas de manera correcta sobre la ortoimagen, el MDT o el mapa geológico.

En el capítulo sobre la aplicación de este método a MDTs de la USC, se comentarán algunas de las conclusiones empíricas que se han podido identificar con respecto a este método.

Por otro lado, la respuesta tan asombrosa en inicio de un método tan fácil de aplicar hizo sospechar de una posible interferencia con otros fenómenos (visuales, tipo informático de la fuente de datos, estructuración matricial de los archivos de imagen, etc.) y por tanto se procedió a unos tests genéricos para verificar la veracidad de algunas de las señales que se observaban como realce visual en los MDT.

En primer lugar hubo que comprobar que no se da realce de "lineamientos" en todas las direcciones, sino solo en unas determinadas. Estas direcciones son posteriormente contrastadas en campo y con la comparación de "lineamientos" interpretados directamente sobre el MDT sin la interferencia del método RV (ver capítulo de aplicación del método RV al MDT de la USC). El resultado es en general muy coherente en cuanto a direcciones de estructuras lineales.

A continuación se comprueba si la distribución matricial de los píxeles en un archivo de imagen de formato convencional (por ejemplo .tif) interfiere con el resultado final de los "lineamientos" realizados para una misma imagen. Para ello se rota la imagen de partida (por ejemplo 30 grados en sentido horario y nunca 90, ya que la estructura matriz del archivo no se modificaría) y se observa si hay algún cambio en la orientación de los "lineamientos" potenciados mediante el RV.

El resultado al aplicar el método RV a la misma imagen antes y después de rotar es el mismo pero en la imagen rotada los "lineamientos" realizados están también rotados exactamente la misma cantidad. Con este test se confirma que el realce de estructuras mediante la aplicación del método RV no responde a la estructuración informática matricial de los archivos de imagen utilizados como base del análisis.

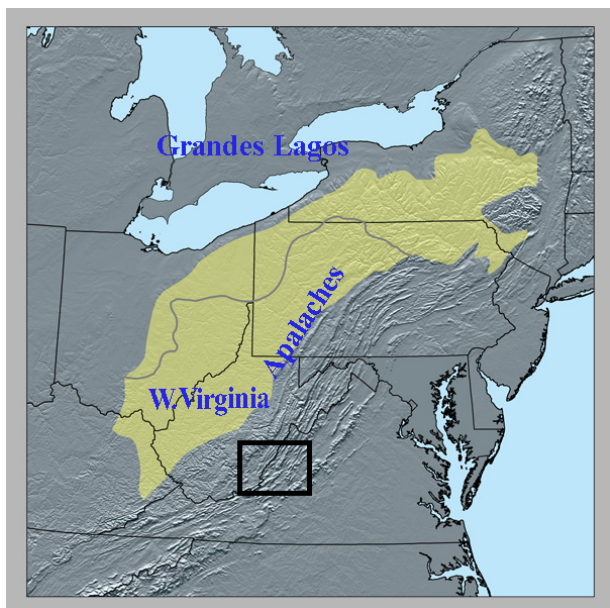


Figura 3.2: Posición de las figuras 3.1 y 3.3, figura modificada de Wikipedia, 2007.

Por último, se aplica este método a otro MDT en una zona geológicamente conocida en la que se sepa que no se han desarrollado de manera importante procesos de deformación heterogénea recientes en términos geológicos. Esto se hace para comparar con los lineamientos obtenidos de los MDT de la USC, en los que a lo largo de este trabajo se va a intentar evidenciar la existencia de estos procesos.

Para ello se elige una pequeña zona del cinturón de pliegues de la provincia de *Valley and Ridge* de los Apalaches en Estados Unidos, a lo largo del estado de West Virginia (Engelder *et al.*, 1989; Ferrill y Dunne, 1989; Gibson y Grey, 1985; Harris, 1970, etc.). El MDT final se realiza con datos del SRTM, un dato cada 90 metros, a escala 1: 500.000, y sobre un fondo en gris se aplica un acimut arbitrario del sol de N 315 y una elevación de 30 grados (posición en fig. 3.2).

En la figura 3.3 se puede observar tanto el modelo como las orientaciones de los principales "lineamientos" encontrados. Al comparar con los MDT de la

USC (ver apartado 7.1), se observa claramente que los "lineamientos" son diferentes.

También al comparar con el MDT del núcleo Axial del Pirineo, que tiene la misma fuente de datos y resolución que el realizado en esta zona de los Apalaches, se observa que las direcciones estructurales, aun sin aplicar el método RV, son distintas (ver apartado 7.2). Así pues, en zonas con distribución de estructuras geológicas distintas, e independientemente de la fuente de los datos topográficos, la distribución de las orientaciones de los "lineamientos" rectilíneos obtenidos mediante la aplicación del método RV es diferente.

Por otro lado, se ha observado a partir de la aplicación de este método tanto a ortoimágenes como a MDTs en la USC, que cuanto más resolución de datos tiene el modelo de partida más son las orientaciones en las que se potencian lineamientos estructurales rectilíneos.

Así, en un MDT con resolución del dato de partida 1 punto de cota cada 20 metros se encuentran más orientaciones diferentes que contienen lineamientos que en los que tengan 1 punto de cota cada 200 metros. Esto es posible relacionarlo con el desarrollo fractal que se asocia típicamente a las estructuras geológicas. De tal manera que a más resolución de los datos mayor es la posibilidad de detectar formas autosimilares de jerarquía inferior y a menor resolución las jerarquías menores se van eliminando del conjunto.

Después de estos test parece razonable poder utilizar el método del realce visual en los términos de Herranz y Peláez (1994) sobre MDTs y ortoimágenes para evidenciar la existencia de lineamientos estructurales rectos en la USC. En cualquier caso, las conclusiones del método serán de apoyo cualitativo y nunca cuantitativo dada su propia naturaleza.

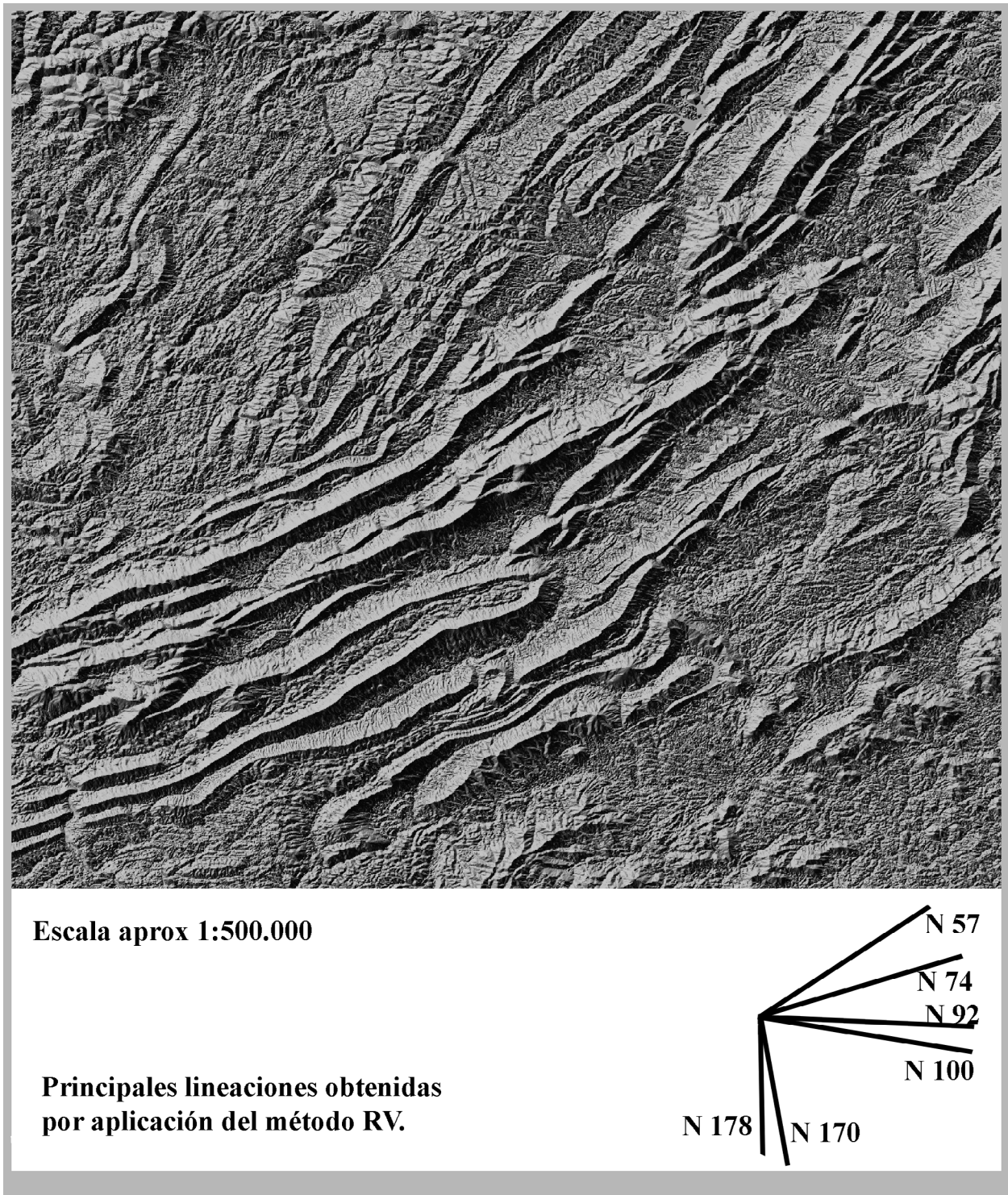


Figura 3.3: Modelo de elevaciones sombreado de la zona elegida de los Apalaches, se marcan los principales lineamientos obtenidos mediante la aplicación del método RV. Posición en fig 3.2, MDT tomado del SRTM.

CAPÍTULO 4. CONJUNTO DE FALLAS POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL EN LA USC

4.1. Observación en campo de estas estructuras

La existencia en la Unidad Surpirenaica Central de un cortejo de estructuras que responden a deformación por tranpresión dextral, que en su conjunto muestran los últimos estadios de desarrollo del orógeno Alpino-Pirenaico, ha sido comprobada a lo largo de la preparación de este estudio desde 2002. Su descubrimiento tuvo que ver con el desarrollo de la asignatura de campo de cuarto curso denominada "Trabajo de campo en Geología Regional", impartido por la UCM-Geológicas en la Banda Plegada (Burgos), al cartografiar y estudiar zonas relacionadas con la falla de Ubierna. Asociado a esta falla existe un claro conjunto de fallas que responden a deformación por transpresión dextral, ya publicado y conocido (Hernaiz, 1994).

En la fase siguiente se compiló el material previo (modelos digitales del terreno, ortofotos, fotografías aéreas, cartografías geológicas preexistentes, etc.) necesario para el estudio en campo de la estructura de Boixols en la zona de Coll de Nargó, y se realizó una primera fotointerpretación de este área ayudados mediante teledetección.

Ello permitió generar un primer mapa estructural de lineamientos, que apuntaban de manera coherente a una deformación transpresiva dextral en la USC, análoga a la observada en la falla de Ubierna. Esta deformación resultaba claramente posterior a la génesis de la estructura de Boixols, a la cual corta limpiamente.

Posteriormente, esta idea fue contrastada en un estudio de campo con resultado positivo. A partir de este momento, se dividió su estudio en los distintos niveles de observación y se buscó su confirmación en la literatura, en los modelos digitales del terreno, ortofotografías, perfiles de sismica, fotos aéreas, cartografías geológicas, etc. En general, los resultados de esta búsqueda fueron muy generosos, permitiendo evidenciar de manera clara y con una abundancia de datos importante los efectos de esta tipología de deformación.

En este capítulo describimos cómo muchos de los modelos teóricos y análogos para transpresión dextral dominada por cizalla simple, descritos por autores precedentes y recopilados en el apartado 2.5, se perciben en las distintas zonas de trabajo de la USC y para las distintas metodologías de empleadas. La nomenclatura recopilada en ese apartado será la utilizada para la descripción de este conjunto de estructuras.

La atribución de estructuras con direcciones y comportamientos claramente asignables a tipologías R, R', P, etc., determinadas por la elipse de deformación, se tratará en el apartado 4.4.1.4, dedicado al estudio de la morfología cartográfica de estas estructuras a partir de ortofotografías. Hasta ese momento, describiremos una serie de estructuras observadas en el campo y en ortofotografías a las que no se harán atribuciones tipológicas, salvo en los casos en los que pudiera hacerse una idea confusa de algunas estructuras al lector.

4.2. Descripción de la distribución y atributos de las fallas en función de los niveles y las técnicas de observación

Para seguir un hilo argumental que permita definir bien cómo son estos conjuntos de estructuras y su alcance, vamos a subdividir su descripción según la naturaleza de los datos, en función de

la metodología propia de la obtención y tratamiento de datos y por tanto de la escala de trabajo inherente a cada tipo de dato, desde la escala local (y algunas veces microestructural) en el trabajo de

campo, hasta la escala regional de la teledetección, pasando por las escalas intermedias. Las distintas metodologías de trabajo, asociadas a una escala y a una tipología de dato concreta utilizadas en este trabajo son:

- Trabajo en campo, cartografía y medidas discretas de estructuras.
 - Trabajo con ortofotografías; fotointerpretación.
 - Trabajo con modelos digitales del terreno, interpretación y teledetección.
 - Trabajo con perfiles sísmicos.
- Patrón de fracturación observado en los diversos perfiles y atribuible a estas estructuras. Implicaciones sobre la calidad de la información geofísica.

Los trabajos de campo y en detalle se han realizado fundamentalmente en el flanco vertical de la estructura de Boixols, desde la localidad de Coll de Nargó al E hasta la de Abella de la Conca al W.

Los datos obtenidos han sido extrapolados mediante fotointerpretación de ortoimágenes para el margen nororiental de la USC.

Posteriormente, el conjunto de datos se ha extrapolado, mediante teledetección utilizando modelos de elevaciones sombreados, al margen oriental de la USC, parte de la cuenca del Ebro y parte de la zona de las Nogueras.

4.3. Trabajo en campo, cartografía y medidas discretas de estructuras

El trabajo de campo se ha realizado de manera sistemática en el área que cubre desde el pueblo Coll de Nargó hasta la terminación W del sinclinal de San Maximí, cubriendo el flanco sur (invertido) del sector oriental de la estructura de Boixols. Asimismo, y de manera más puntual, se han realizado campañas de campo que aportan interesantes datos estructurales en otras zonas, tales como la continuación de la estructura de Boixols en su sector occidental desde San Maximí hasta el pueblo de Abella; la megaestructura del Montsec desde Tolva hasta los afloramientos de La Pasarela; o la zona cubierta por los conglomerados de la Pobla de Segur, entre otros (fig. 4.1). Todas las figuras que tienen ortofotografías como base se han tomado de la página Web del ICC (ver metodología).

Antes, durante y después de la realización del trabajo de campo se trabaja la fotointerpretación y la integración de todos los conjuntos de datos al respecto. También se ha trabajado campo en otras zonas, aunque no tan sistemáticamente, para confirmar o rechazar situaciones estructurales que después se irán detallando.

La escala de trabajo de campo esta impuesta por el nivel de observación a escala del afloramiento. El rango de escalas va de la milimétrica (ej. ob-

servación de fibras de crecimiento en venas de tensión) hasta la kilométrica, con cartografías de estructuras continuas a lo largo de unos pocos kilómetros.

Este trabajo de campo se sintetiza mediante la presentación de un mapa estructural específico para este conjunto de estructuras (Fig. 4.32).

4.3.1 Observaciones en la estructura de Boixols

La estructura de Boixols se interpreta como un anticlinal de bloque superior, generado en el contexto de inversión más o menos parcial de estructuras extensionales del Cretácico inferior (Berástegui *et al.*, 1990; Muñoz, 1992; Vergés, 1993; Bond y McClay, 1995; García Senz, 2002; y un larguísimo etc.). También representa el límite estructural sur de la lámina cabalgante más septentrional de USC (Seguret, 1972) y que se denomina Lámina de Boixols. Morfológicamente, este anticlinal se sigue sin dificultad desde Tremp al oeste hasta el final de la USC al este (fig. 4.1).

Esta estructura anticlinal es vergente al sur y tiene el flanco sur vertical a invertido, en el cual se han detectado fuertes discordancias angulares e importantes cambios de facies. Muchos son los

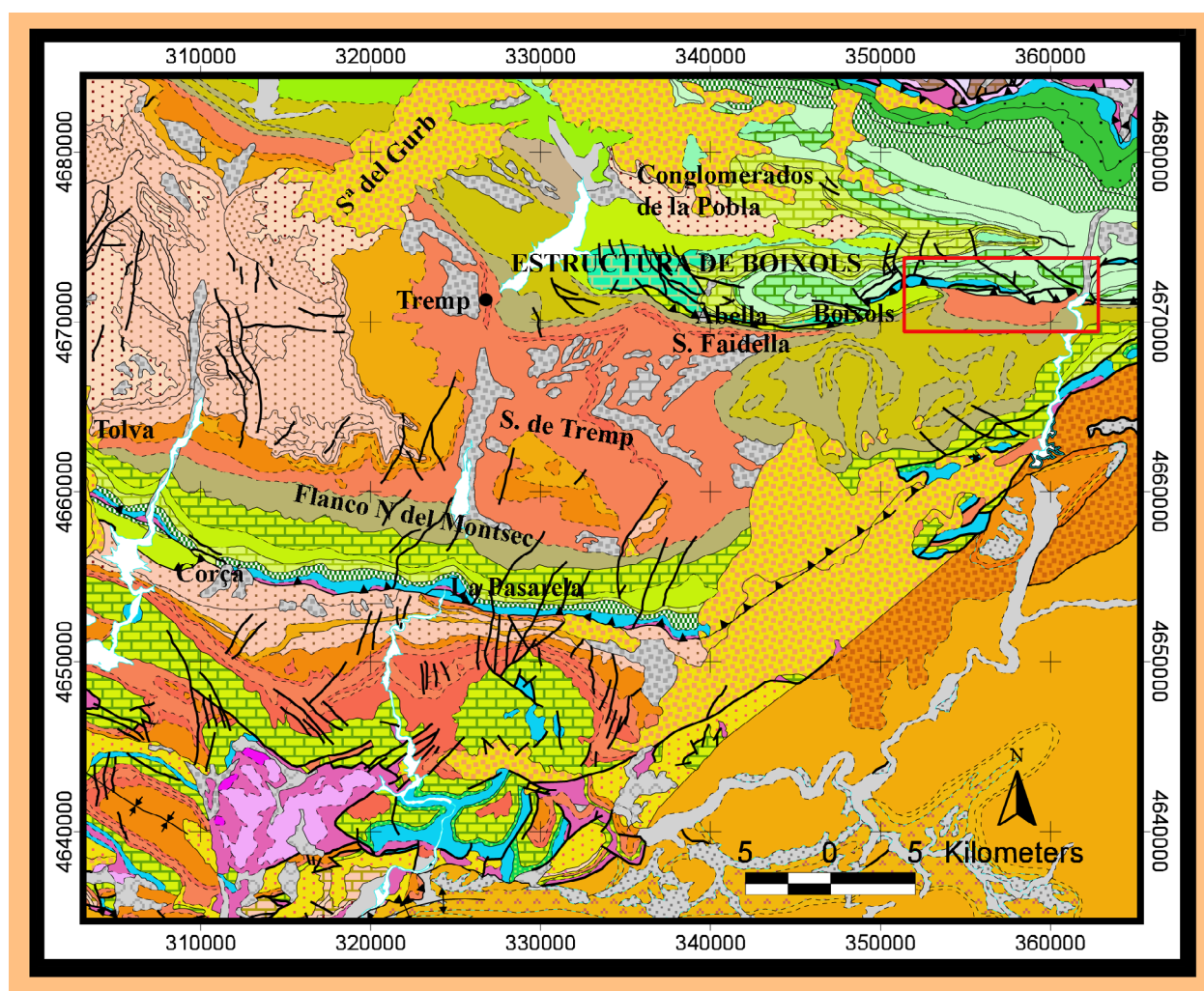


Figura 4.1: Plano de posición de las diversas zonas de trabajo en la USC en donde se han realizado trabajos de campo. El recuadro en rojo representa la zona de trabajo más detallada en donde a continuación se describen una serie de estructuras (Coll de Nargó-San Maximí). Mapa base tomado de la página web de la Confederación Hidrográfica del Ebro, ver metodología.

autores que han estudiado los sedimentos sintectónicos con el crecimiento y desarrollo de esta estructura, que resulta haber sido activa en inversión desde el Cretácico superior hasta al menos el Paleoceno (Ríos, 1952; Garrido-Mejías y Ríos Aragües, 1972; Plaziat, 1972; Garrido Mejías, 1973; Simó, 1985; Willems, 1982 y 1985; Ullastre y Masriera, 2006; y un largo etc.)

Desde el valle del río Perles al este, pasando por el Sinclinal de Sant Maximí y hasta el pueblo de Abella al oeste, destaca en el paisaje el relieve geomorfológico de una serie de capas que se encuentran verticalizadas. A grandes rasgos, este relieve representa las capas sub-invertidas asociadas al flanco vertical (sur) del anticlinal de Boixols. Este relieve en su parte W lo forman siempre las mismas unida-

des, que involucran una importante discordancia ya descrita por Almela y Ríos (1947), Garrido (1973), Willems (1985) y Ullastre *et al.* (1987).

En el collado de Coll Piqué (fig. 4.2), al oeste de Coll de Nargó, se puede observar bien esta discordancia (fig. 4.3 a y b). En este lugar existen unas agujas de escalada, cuya pared sur presenta materiales conglomeráticos pertenecientes a la "facies Garum" (Leymerie, 1862) o Formación Trempe (Mey *et al.*, 1968), y cuya cara norte está constituida por calizas karstificadas del Cenomaniense superior marino (fig. 4.3 b y c).

El "paleokarst" está relleno de materiales lutíticos rojos con ooides ferruginosos de la "facies Garum" (fig. 4.3 e). El contacto discordante y no mecanizado entre ambos materiales se puede obser-

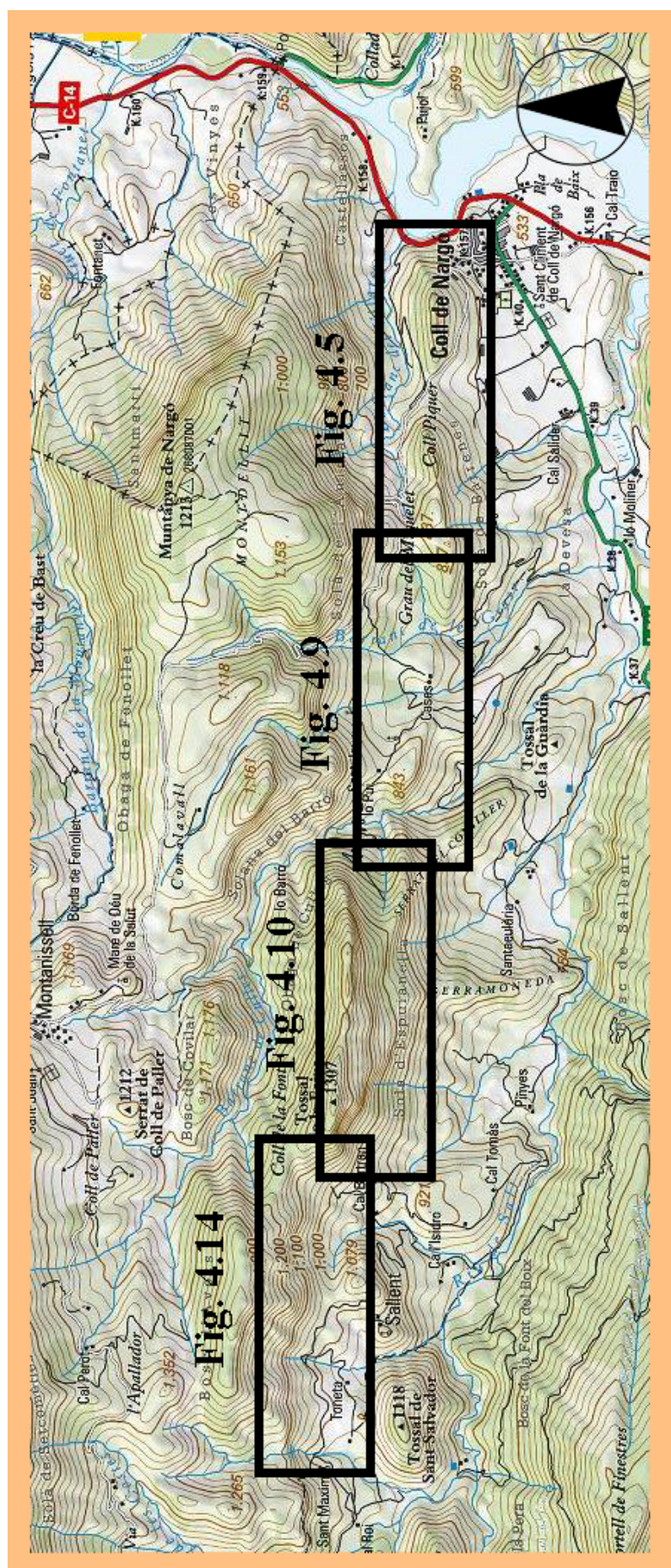


Figura 4.2: Localización de los principales mapas parciales. Mapa modificado a partir del topográfico 1:50.000 del ICC.

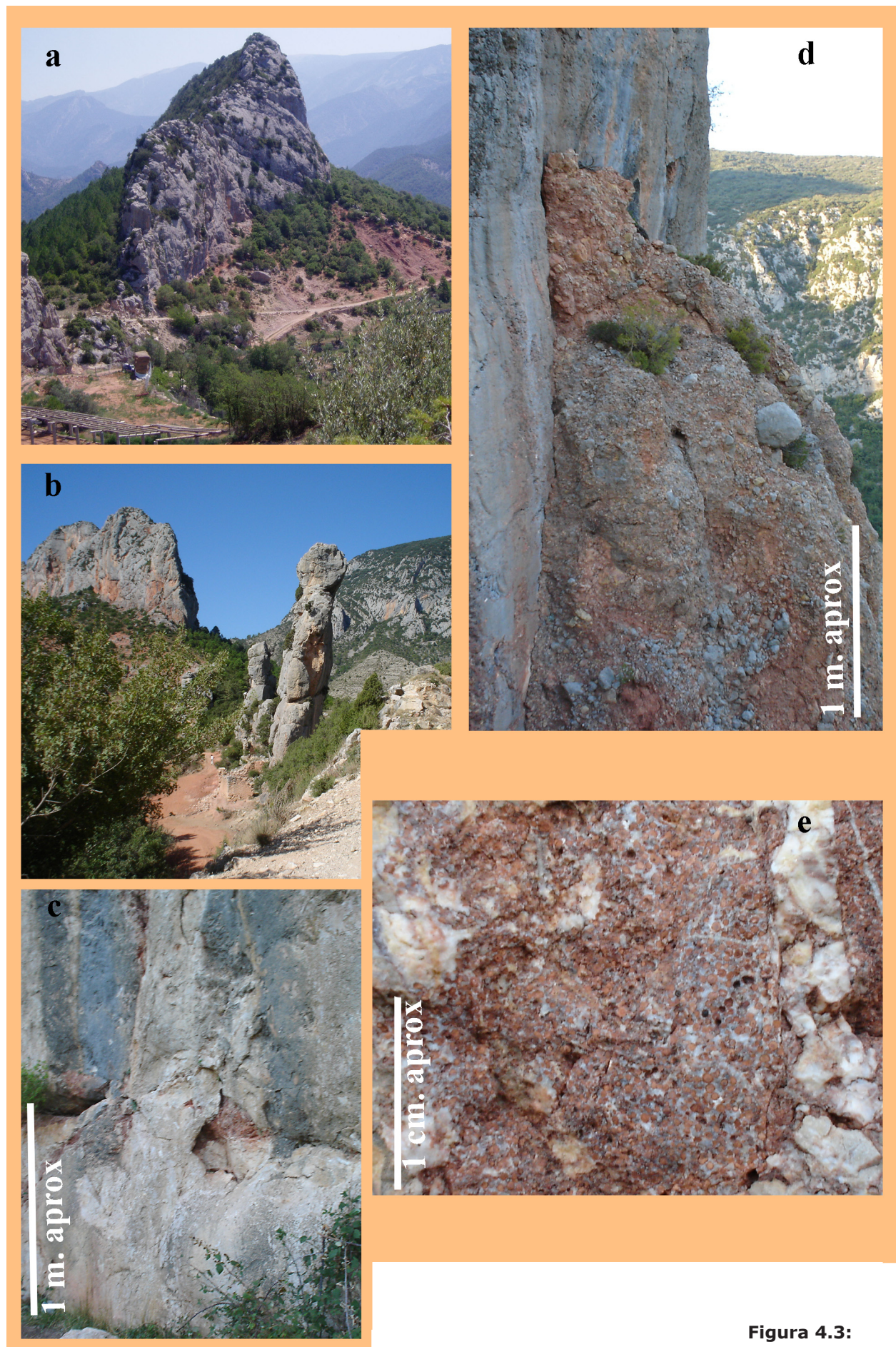


Figura 4.3:

Figura 4.3: En esta figura se pretenden representar los parámetros fundamentales del contacto entre los conglomerados discordantes de la Fm. Tremp y los carbonatos cenomanienses en la zona de Coll Piqué. Estos se van a utilizar como marcadores de desplazamiento en cuanto a las fallas generadas en un régimen de deformación transpresiva dextral. Esta discordancia se expresa en el paisaje como una barra relativamente continua. Su cara sur esta constituida por conglomerados de la parte alta de la Fm. Tremp y la norte por carbonatos marinos de cenomaniense (Fm. Santa Fé).

- a) Fotografía tomada desde el W en donde se observa la geomorfología habitual de esta barra en el paisaje. El collado en la parte inferior de la fotografía es el de Coll Piqué.
- b) Fotografía tomada desde el camino que se ve en la fotografía a) y hacia el W, en la que se observan en primer plano las agujas de escalada (de aprox. 15 metros de altura) y la continuación hacia el W de la mencionada barra geomorfológica.
- c) Detalle de la cara norte de una de estas agujas en la que se observan en primer plano los carbonatos marinos carstificados y los huecos rellenos con ooides ferruginosos. La polaridad de la serie es sur.
- d) Detalle de los conglomerados de la Fm. Tremp adosándose discordantemente sobre los carbonatos cenomanienses.
- e) Detalle de los ooides ferruginosos.

var en distintos afloramientos a lo largo de la estructura, desde el río Perles hasta S. Maximí al W (fig. 4.3 d). La discordancia lateralmente puede cambiar en los distintos afloramientos.

El Cenomaniense parece de carácter muy continuo, pero no siempre se encuentran estos ooides ferruginosos rellenoando el paleokarst. Normalmente los materiales de la "facies Garum" que se encuentran adosados al Cenomaniense son conglomerados de carácter brechoide, monomíticos, de cantos carbonáticos pertenecientes a la misma unidad cenomaniense que constituye su yacente, y tienen una gran cantidad de matriz lutítica roja (son prácticamente matriz-sostenidos en muchos casos).

Esta discordancia y el relieve que genera en el paisaje (fig. 4.3 a y b) va a permitir la cartografía de una serie de fallas dextrales que cortan a la estructura de Boixols. La verticalidad de las capas discordantes, previa a la deformación transpresiva dextral, permite tener claros marcadores del desplazamiento de las fallas en la horizontal a pesar de que el ángulo entre la dirección de las capas y la dirección de las fallas es relativamente bajo.

Algunos pliegues menores, de dirección aproximada E-W (e inequívocamente pertenecientes al desarrollo de la estructura de Boixols) permitirán en algún caso evaluar la componente inversa de este conjunto de fallas tardío.

4.3.1.1 Descripción de las estructuras asociadas a deformación transpresiva dextral en el sector oriental de la estructura de Boixols

Falla del Hostal del Llac, cerca del río Segre

Muy visible en el talud de la carretera C-14, muy cerca del Hostal del Llac en Coll de Nargó, esta falla es conocida ya desde hace tiempo (Vergés, 1999; García Senz, 2002; etc.) y se suele interpretar como relacionada con la estructura de Boixols. Su trayectoria rectilínea y carácter dextral pone en contacto materiales del "Garum" con los materiales margosos del Cretácico inferior (Fm. Lluçá). La cartografía nos indica su carácter dextral (fig. 4.5), al desplazar 170 metros en sentido horario la barra de calizas del Cenomaniense a lo largo del plano de falla. En este afloramiento no se han encontrado criterios para definir la cantidad de salto en la vertical.

Todo el afloramiento, entre las últimas casas al norte del pueblo y la barra cenomaniense-"Garum" (fig. 4.4a), está muy fracturado. Muchas de las fracturas que se observan son en dirección, y algunas de estas fabricas mecánicas se pueden atribuir a la actividad de esta falla dextral. No obstante, existen rasgos estructurales (al menos dos anticlinales y dos sinclinales, sus correspondientes esquistosidades de plano axial y una ligera

“esquistosidad” incipiente y penetrativa en los materiales más blandos) que pertenecen claramente a una deformación previa, correspondiente a la estructura de Boixols (fig. 4.4a). Mediante las relaciones de cruce, queda claro que la fracturación tardía en dirección, secciona oblicuamente estas otras estructuras previas, de dirección aproximada E-W (fig. 4.5). Otro claro ejemplo de ello son los sigmoides estructurales de gran escala que se ven en las margas de Lluçá, que en el corte de la carretera que están seccionados por estas estructuras tardías.

En dicho corte de la carretera C-14 no son evidentes los marcadores microestructurales que muestran el movimiento de la falla dextral. Aquí la falla es muy discreta. En este punto, la dirección de la falla se sitúa entre N120° y N130°, con 68° de buzamiento aparente del plano de falla hacia el SW. Inmediatamente al sur de la falla se pueden medir fracturas menores dextrales, con ligera componente inversa, de dirección N108° y buzamien-

to del plano de falla 70°N. También aquí se puede cartografiar una falla extensional de dirección aproximada N-S y buzamiento 31°S, con salto métrico.

Si se continúa en la dirección del plano de falla desde este afloramiento hacia el NW podemos seguir esta falla dextral casi 300 metros, hasta perderla en los materiales margosos de la formación Lluçá (fig. 4.4a).

En estos afloramientos se puede confirmar claramente la dirección de la falla y su comportamiento dextral tardío. Su dirección es 120°N y buzamiento 85°N en el punto en que corta los materiales duros de conglomerados y calizas que incluyen el contacto discordante entre la Fm. Tremp y el Cenomaniense (ver detalle de esta discordancia en la fig. 4.4b). Se han observado pliegues menores de arrastre de eje prácticamente vertical que son consecuencia del movimiento dextro en la alternancia de materiales duros y blandos de la Fm. Tremp.



Figura 4.4a: Fotografía tomada desde el norte de la población de Coll de Nargó y hacia el N. Se observa claramente la falla dextral denominada del Hostal del Llac. Se ha marcado sobre la foto la traza de la falla y su sentido de movimiento. También se ha marcado uno de los anticlinales menores (en azul) de dirección E-W en las unidades rojas de la Fm. Tremp y previo a la falla dextral. Obsérvese la gran cantidad de fracturación extensional de dirección N-S en toda la zona.



Figura 4.4b: Típico aspecto de la discordancia Cenomaniense-Fm. Trempe cerca de la falla del Hostál del Llac.

Aunque por su pequeño tamaño no se han cartografiado, también se pueden medir en esta zona una serie de estructuras menores:

- Fallas claramente dextrales entre 140°N y 160°N de dirección y buzamientos NE altos (entre 62° y verticales).
- Fallas sinestrales de direcciones entre 56°N y 60°N , con planos de falla prácticamente verticales y estrías generalmente muy horizontales.
- Venas de tensión con direcciones de 160° - 180°N , a veces *en échelon* y conjugadas, con buzamientos muy altos, de 75 - 80 grados.

Todas estas estructuras menores también son claramente posteriores a la génesis de la megaestructura de Boixols, ya que cortan y desplazan capas previamente verticalizadas, discordancias, estructuras y fábricas anteriores.

Falla de Coll Piqué

Esta falla ha sido cartografiada parcialmente por autores precedentes, entre otros por Garrido y Ríos (1972) y por García Senz (2002). Se encuentra al NW del pueblo de Coll de Nargó, en una zona de escalada denominada Coll Piqué situada a apenas un kilómetro del pueblo, a la que se puede acceder en coche. En Coll Piqué se encuentran los mejores afloramientos para observar la relación cinemática y características de las fallas dextrales, teniendo a su favor una muy buena accesibilidad (fig. 4.5).

Las agujas morfológicas de la zona de escalada (fig. 4.3 b) están englobadas dentro de la zona de falla, desenraizadas y rodeadas de roca de falla. Ver el esquema estructural de la figura 4.5. Las agujas se han comportado como sigmoides estructurales (en planta tienen morfología sigmoidal) dentro de la zona de falla principal. La dirección de la falla es $\text{N}110$,

y su movimiento relativo es claramente dextral. Esto además se confirma en los distintos afloramientos de esta estructura (fig. 4.6 a y b).

En la barra morfológica que incluye la discordancia Cenomaniense-Fm. Tremp al NW de la zona de escalada, el plano de falla es de dirección N110 y subvertical, con estrías dextrales que buzan 22°W. En la zona de escalada, la roca de falla está en casi todos los afloramientos repleta de sigmoides de cizalla coherentes con el movimiento medido aquí.

En la barra morfológica que incluye la discordancia cenomaniense-“Garum” inmediatamente al SE, se han tomado medidas de dirección de la falla N125. En este lugar desaparecen mecánicamente prácticamente todos los conglomerados del «Garum» adosados a la barra del Cenomaniense. Aparentemente, la actividad de la falla no modifica excesivamente el buzamiento de las capas del Cenomaniense a ambos lados de la falla que se mantiene en torno a los 78-85 grados de buzamiento N invertido.

La continuación de la estructura hacia el SE es bastante clara y se puede caminar por la zona de falla hasta el pueblo de Coll de Nargó, donde se termina perdiendo en los materiales blandos del «Garum» (cultivos de la zona SE del pueblo). Se han realizado medidas puntuales a lo largo de la traza cartográfica, en el punto 1 marcado en el esquema estructural de la fig 4.5, donde se confirma el carácter dextro y dirección N118. En el punto 2 (también marcado en el esquema estructural de la fig. 4.5) se vuelve a confirmar este dato, observándose dirección N120, carácter dextro, presencia de pliegues de arrastre coherentes con este movimiento, y venas de tensión verticales en dos familias principalmente, a N160 y N180, con predominio de la N160.

El espesor de la roca de falla generada mecánicamente sobre el plano de falla llega en algunos puntos a más de 30 metros. El desplazamiento cartográfico en dirección a lo largo del plano de falla es de 345 metros medidos en la zona de Coll Piqué, y marcados por el desplazamiento de la barra morfológica que incluye la discordancia Cenomaniense-

“Garum” (fig. 4.5). No se ha podido medir el salto en vertical de esta estructura ya que no se han encontrado referencias horizontales que permitan evaluar esta componente del movimiento.

Esta estructura es posterior a la estructura de Boixols, de dirección aproximadamente E-W, ya que corta las capas previamente verticales y la ligera esquistosidad incipiente y penetrativa en los materiales blandos del “Garum”.

En Coll Piqué esta estructura se comporta de manera fractal, y se ajusta a los modelos teóricos de desarrollo de deformación dominada por cizalla simple. Aquí se puede observar muy claramente una estructura de falla dextral de tipo R2 y de dirección N138, con estrías a 22°W sobre el plano de falla (marcada en el esquema estructural de la figura 4.5 como R).

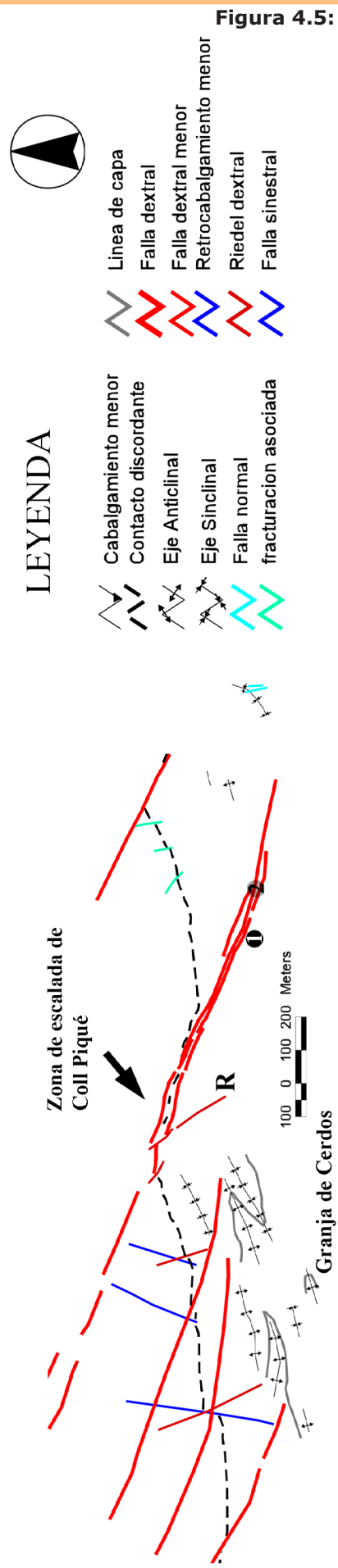
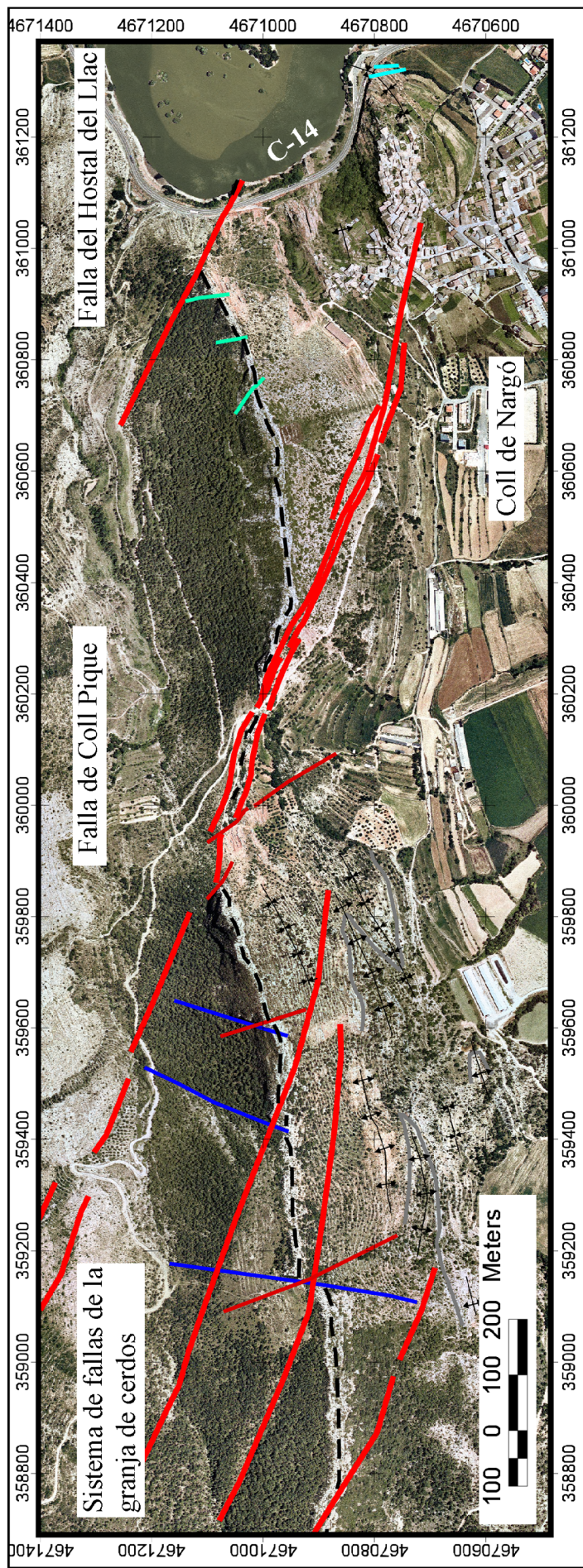
Esta falla responde a procesos de *Riedel within-Riedel structures* (Tchalenko y Ambrayes, 1970). Asociado a esta falla de tipo Riedel se desarrolla un pliegue de arrastre de eje subvertical y coherente con el movimiento (fig. 4.7). Dentro de este pliegue de arrastre se marca a nivel fractal la deformación dextra. Así encontramos:

- Fracturas R3 de orden inferior, de dirección N160/82°E para el plano de falla y estrías de dirección N160/26°N y
- Planos de fallas X N61, subverticales y sinestrales, con estrías horizontales.

Este motivo se puede observar y medir a escala cada vez más pequeña (de hasta dos ordenes jerárquicos inferiores) para las estructuras de tipo R y R'. En estos afloramientos, las venas de tensión predominan con direcciones N160 y algunas N180, también coherentes con el movimiento dextral del conjunto.

Conjunto de fallas de la Granja de cerdos.

En esta área, situada a pocos centenares de metros al Oeste de Coll Piqué, seguimos encontrando las mismas relaciones de cruce entre estructuras. Por



un lado, los pliegues asociados con la estructura de Boixols, de dirección N66 y cabeceo hacia el NE. En algunas transversales N-S se cuentan hasta cinco de estos pliegues, con semi-longitudes de onda de aproximadamente 50 metros, coherentes con el patrón de pliegues del pueblo de Coll de Nargó mencionados anteriormente (ver apartado de la falla del Hostal del Llac). Por otro lado, cortando

oblicuamente a estos pliegues, se observan las fallas de cartografía rectilínea y de pequeños desplazamientos, asociadas también a deformación transpresiva dextral tardía.

En este sector al menos existen tres de estas fallas, de dirección cartográfica N110. En campo son bastantes difíciles de localizar, ya que la mayor parte de los materiales aflorantes son de con-

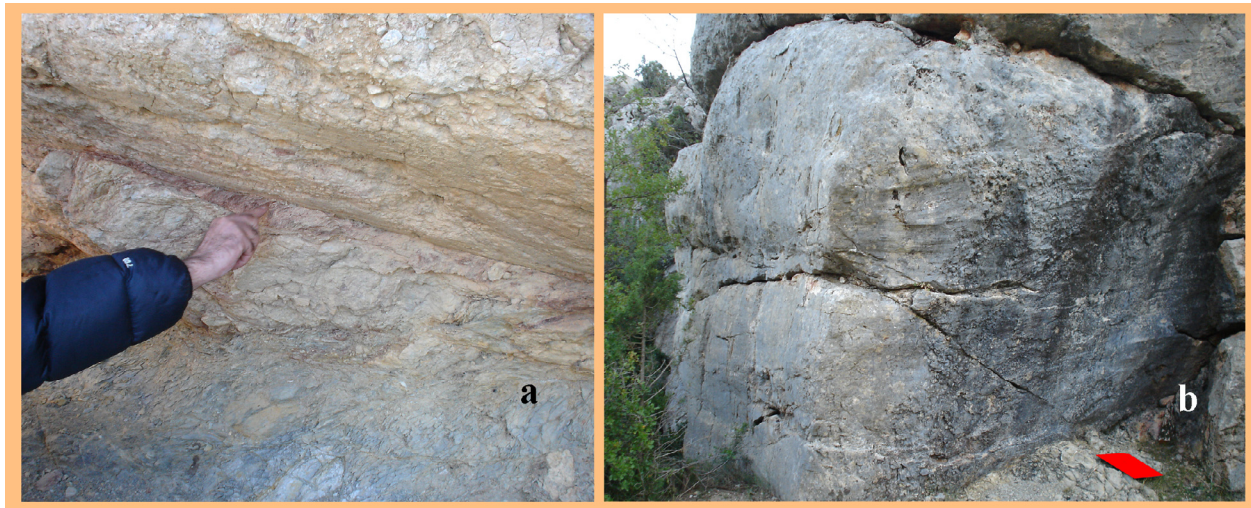


Figura 4.6: Detalles estructurales. a) Desenraizamiento y sigmoides dextrales bajo las agujas de escalada de Coll Piqué. b) Estrías de falla dextrales al NW de Coll Piqué. La zona roja en la esquina inf. derecha es una carpeta tamaño A4 como escala.



Figura 4.7: Pliegue de arrastre de eje vertical asociado a una estructura de tipología R2. Fotografía tomada hacia el N.

dición blanda y están altamente mecanizados de manera polifásica. A partir de la cartografía se ve que estas fallas apenas muestran movimiento en dirección pero sí que han desarrollado todo un cortejo de estructuras menores asociadas (fig. 4.5).

A escala de afloramiento son innumerables las microestructuras presentes y mayoritariamente compatibles con el movimiento dextral de las fallas mencionadas.

Uno de los detalles destacables en esta área es la existencia de una falla de dirección cartográfica N14 y un movimiento sinistral de 50 metros observable en cartografía. Al NE de la granja de cerdos, los materiales carbonatados con oncolitos pertenecientes a la Unidad 3 de la Formación Tremp o facies «Garum», están cortados por fallas sinestrales de dirección N70, en cualquier caso fallas menores, que a su vez están cortadas por fallas normales de dirección N10 y buzamiento W.

En general salvo algunos detalles, los rasgos estructurales descritos aquí son coherentes con lo observado en Coll Piqué y en la falla del Hostal del Llac.

Conjunto de fallas en Can Betriu

No se conocen antecedentes de esta zona de fallas situada en los alrededores de la finca denominada Can Betriu. Para llegar allí se ha de tomar el camino a lo largo de la conducción del canal de agua, que llega por el oeste hasta la granja de cerdos, a lo largo del cual existen buenos afloramientos. En estos afloramientos se pueden comprobar las relaciones cartográficas.

El motivo estructural de esta zona es muy similar al de Coll Piqué (fig. 4.8). Sobre un substrato de capas verticales o invertidas, plegadas en figuras muy apretadas, se sobrepone un patrón de fracturación dextral. Estas fallas son de cartografía rectilínea y desplazamientos modestos que cortan (y por ello son posteriores) tanto a la «esquistosidad general incipiente» como a pliegues anteriores.

En este caso el conjunto de fallas cartografiado no se comporta de manera discreta, sino que se abre y cierra

como una banda de deformación amplia que llega a tener un espesor máximo en cartografía de hasta 60 metros en las inmediaciones de Can Betriu (fig. 4.8). La máxima potencia de roca de falla, observada en campo, se encuentra en el camino del canal, donde alcanza espesores de 6 metros en una de las zonas con comportamiento más discreto.

La dirección cartográfica de esta banda de deformación es N122. El buzamiento del plano de falla sólo se ha podido medir en un punto (72°NE) por no encontrarse afloramientos adecuados, pero en cualquier caso las estimaciones realizadas son de buzamientos altos (más de 70 grados). El desplazamiento mínimo en dirección del conjunto de fallas medido a partir de la cartografía es de 140 metros.

Al igual que en Coll Piqué no se ha podido medir el salto en vertical de esta estructura, ya que no se han encontrado referencias horizontales correlacionables que permitan evaluar esta componente del movimiento.

En Can Betriu una de las estructuras principales, inversa y en dirección, tiene una dirección medida en campo de N100-110, es dextral. Al sur de esta zona (punto 2 en la fig. 4.8) se observa una estructura menor con componente inversa, de dirección N90/82°S (atribuible a estructuras de tipo *in line*) y alguna falla dextral menor N138/vertical, de tipo R2. Por todo el área se pueden medir venas de tensión de dirección principalmente N120 y N150 y buzamientos altos.

En este sector el conjunto de fallas dextrales hacen desaparecer la barra morfológica del Cenomaniense-«Garum», poniendo en contacto mecánico a ambos lados de la zona de falla el «Garum» contra las margas del Cretácico inferior (ver fig. 4.8). Este conjunto de fallas se continúa físicamente hacia el SE durante más de 400 metros hasta que desaparece bajo un glacis reciente. Aquí tiene de dirección N118 y de buzamiento 72NE. Los niveles de carbonatos del «Garum» observados en la granja de cerdos (la Unidad 3 que viene aflorando desde el E) terminan contra esta falla (punto 3 fig. 4.8). La zona de falla aquí es aparente-

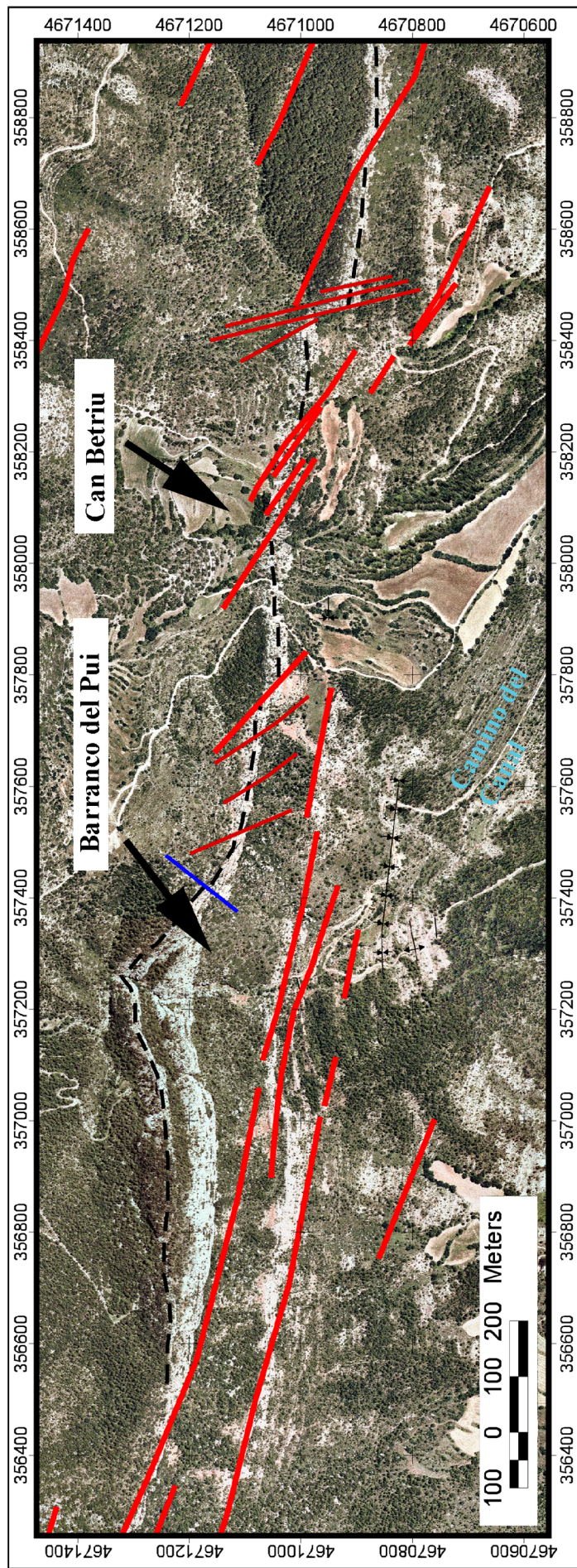
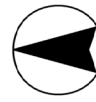
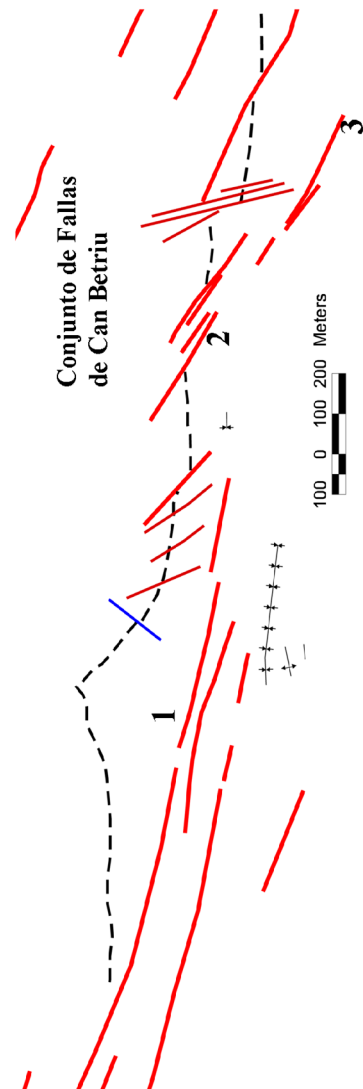


Figura 4.8:



LEYENDA

- | | | | |
|--|-----------------------|--|--------------------------|
| | Cabalgamiento menor | | Línea de capa |
| | Contacto discordante | | Falla dextral |
| | Eje Anticlinal | | Falla dextral menor |
| | Eje Sinclinal | | Retrocabalgamiento menor |
| | Falla normal | | Riedel dextral |
| | fracturación asociada | | Falla sinistral |



mente más discreta aunque más difícil de controlar por las condiciones de afloramiento. El contexto de estructuras y microestructuras asociadas es muy similar al de Coll de Piqué: pliegues de arrastre, pequeñas fallas normales y venas de tensión (N162) y estructuras tipo R2.

Al Norte de estos afloramientos vuelve a aflorar la barra del Cenomaniense-Fm. Treppe, donde quedan patentes dos orientaciones de fracturas: las fracturas de dirección N145, con desplazamiento cartográfico dextral de 85 metros sobre el plano de falla (atribuibles según la elipse de deformación a fracturas tipo R2), y las fracturas de dirección N165, sin apenas desplazamiento cartográfico, que en afloramiento son claramente normales.

Fallas del barranco del Pui

En esta zona, la estructuración de pliegues anticlinales y sinclinales previa a las fallas con salto predominante en dirección se mantiene, al igual que en el resto de afloramientos. El buzamiento general de las capas tiene una dirección de entre N100 y N122 (ver figura 4.8 y 4.9).

Se identifican tres estructuras de dirección N110-105 relativamente cercanas en el espacio (130 metros). Otra estructura más, con la misma dirección y comportamiento, se identifica a unos 180 metros al sur. Los planos de falla tienen buzamientos altos, entre 70 y 80 grados. El comportamiento de estas estructuras es claramente dextral y con ligera componente inversa, como lo evidencian tanto los pliegues de arrastre asociados como las estrías sobre los planos de falla que permiten identificarlo. La componente en inversión se deduce por la roca de falla que no está abierta, apenas hay estructuras tensionales en ella y además por las estrías que indican la cinemática de estas estructuras, que no son puramente horizontales sino que buzcan ligeramente (entre 10 y 15 grados sobre el plano de falla).

Aparentemente no hay modificaciones importantes de los buzamientos de las capas debidos a esta deformación dextral, salvo en áreas muy próximas a

éstas (generando pequeños pliegues de arrastre). Existen venas de tensión verticales y *en échelon* con direcciones de N160-175. Aunque no se aprecia bien (probablemente por la calidad de los afloramientos en los que predominan muchos materiales blandos), existe un cortejo importante de estructuras de tipo R2 y fallas sinestrales asociadas.

Estas tres fallas dextrales configuran una zona de acumulación de la deformación. En campo, es difícil evaluar si estas estructuras presentan geometrías anastomosadas. A grandes rasgos, estas estructuras se pueden continuar cartográficamente a lo largo de más de 2.5 km desde un poco al E del barranco del Pui hasta al menos la culminación y cierre periclinal del sinclinal del Culles, situándose aquí claramente en el flanco N de esta estructura (continuar su cartografía desde la fig. 4.8 a la figura 4.11).

Pasando por el camino del canal, y con un bajo ángulo contra la barra morfológica que incluye la discordancia entre el «Garum» y el Cenomaniense hacia el NW, esta banda de deformación desplaza cartográficamente la mencionada barra unos 520 metros en dirección N110. A ambos lados de esta banda de deformación se observa cómo la barra geomorfológica se curva a gran escala a causa del arrastre dextral.

Al igual que en Coll Piqué no se ha podido medir el salto en vertical de esta estructura ya que no se han encontrado referencias horizontales correlacionables que permitan evaluar esta componente del movimiento.

Fallas inmediatamente al sur del sinclinal del Culles

En esta zona se reconocen al menos cinco estructuras de relevancia, que cortan en dirección capas de materiales del «Garum» que previamente estaban plegadas (fig. 4.11).

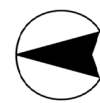
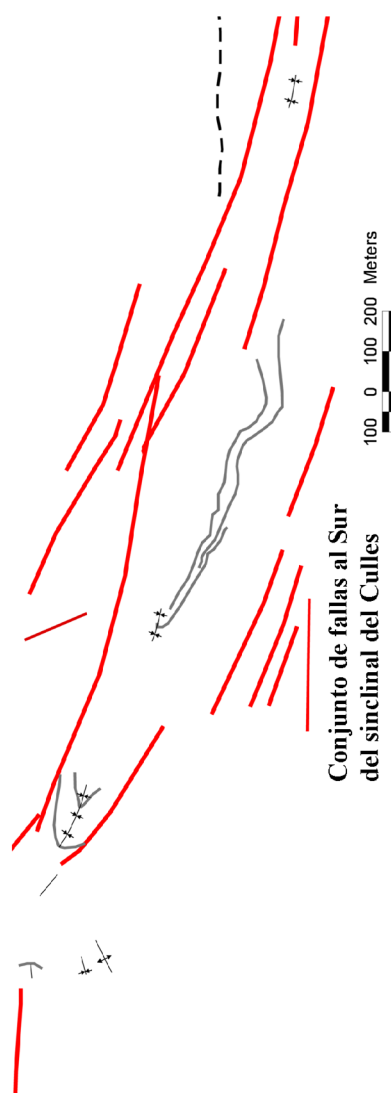
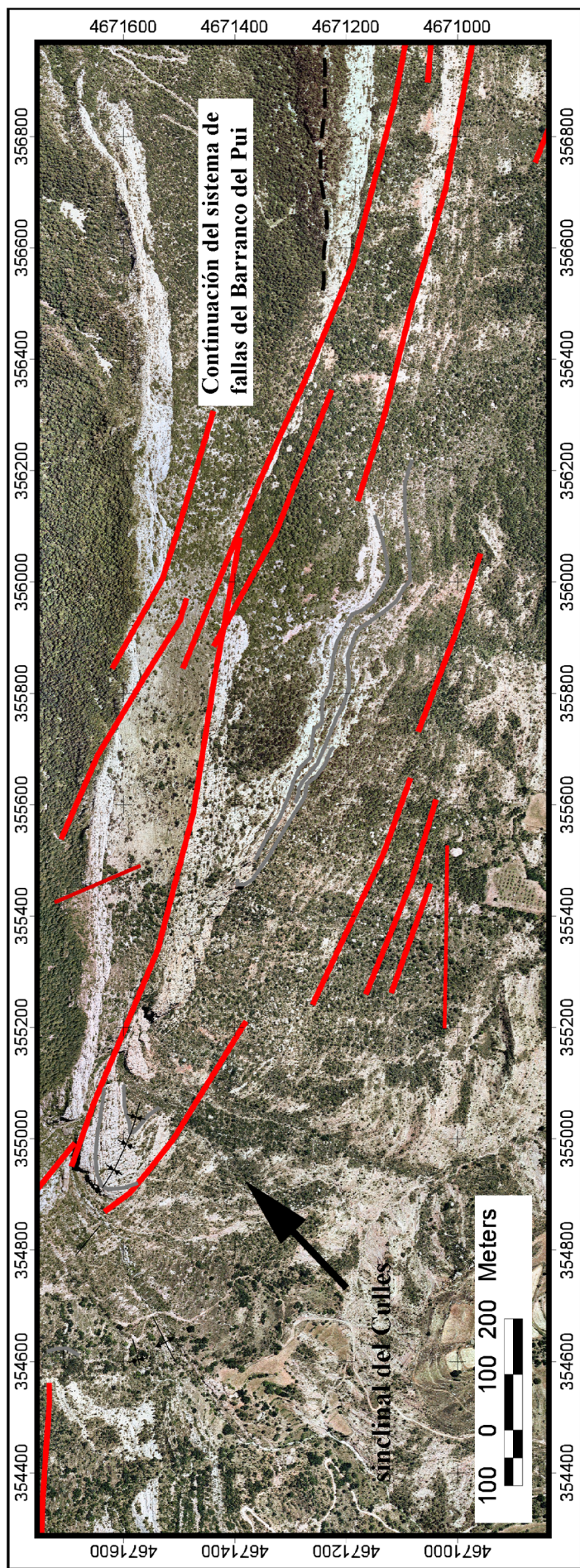
De estas cinco fallas, cuatro tienen direcciones entre N110 y N115 (ver cartografía en fig. 4.11) y una tiene dirección prácticamente E-W. Todas ellas son dextrales y con ligera componente inversa. Cada una de ellas desarrollan zonas de falla relativamente anchas, de entre



Figura 4.9: Fotografía tomada desde el margen E del Barranco del Pui, en donde se puede apreciar el desarrollo de pliegues (par sinclinal anticlinal) en los materiales de Garum. Estas estructuras tienen dirección prácticamente E-W en este punto y una amplitud decamétrica.



Figura 4.10: Fotografía tomada desde el margen E del Barranco del Pui y continuación hacia el N de la de la figura 4.9. Se ha dibujado una de las fallas dextrales que es visible en la fotografía. Corresponde a la estructura marcada con un 1 en el esquema fotogeológico de la figura 4.8. En esta figura también se puede apreciar (parte derecha de la fotografía) el aspecto típico de la barra geomorfológica que sirve de marcador guía.



LEYENDA

- Cabalgamiento menor
- Contacto discordante
- Eje Anticlinal
- Eje Sinclinal
- Falla normal
- fracturacion asociada

- Linea de capa
- Falla dextral
- Falla dextral menor
- Retrocabalgamiento menor
- Riedel dextral
- Falla sinistral

Figura 4.11:

1 y 4 metros de espesor (fig. 4.12 a y b). Aunque en estos afloramientos parece existir un número de fallas discretas de dirección N110 mayor que en otros lugares, no se representan en el mapa por no parecer demasiado relevantes con respecto a las que sí desarrollan una roca de falla importante. Además, el estilo estructural de la zona queda suficientemente reflejado con la cartografía de los carriles de deformación principales.

De nuevo vemos una acumulación de estructuras en una zona alargada relativamente pequeña. Así, en poco más de 200 metros en dirección N-S se acumulan al menos cuatro fallas dextrales, que se sitúan inmediatamente al sur del cierre periclinal del sinclinal de Culles, al nivel estructural de los conglomerados más altos. El tramo del sinclinal del Culles situado entre esta banda de deformación y la descrita en la zona del barranco del Pui estaría ligeramente rotado por este conjunto de fallas. No se han encontrado suficientes parámetros que permitan calcular el ángulo de esta rotación, pero aparentemente es pequeña.

Es posible continuar cartográficamente esta banda de deformación en dirección NW a lo largo del flanco norte del sinclinal de San Maximí que pliega materiales del "Garum". Aquí se encuentran lineamientos en las ortoimágenes que permiten esta continuidad con cierta seguridad (ver figura 4.14, mapa de la zona de San Maximí y fig. 4.13).

También en las ortoimágenes se aprecia al norte del cierre del sinclinal del Culles una serie de lineamientos rectilíneos y de dirección N87, que por correlación con estructuras similares encontradas en el resto de afloramientos se atribuyen a fallas dextrales con esa dirección (ver mapa de síntesis de la fig. 4.32).

Los desplazamientos relativos de estas bandas de deformación pueden calcularse si se asume que el sinclinal de San Maximí es la continuación hacia el W del sinclinal del Culles (fig 4.13 y 4.14). Ello parece lógico, en cuanto a que son sinclinales apretados de similares longitudes de onda y que afectan, a grandes rasgos, a las mismas unidades sedimentarias (fig. 4.14). Se puede así calcular el salto de esta banda de deformación dex-

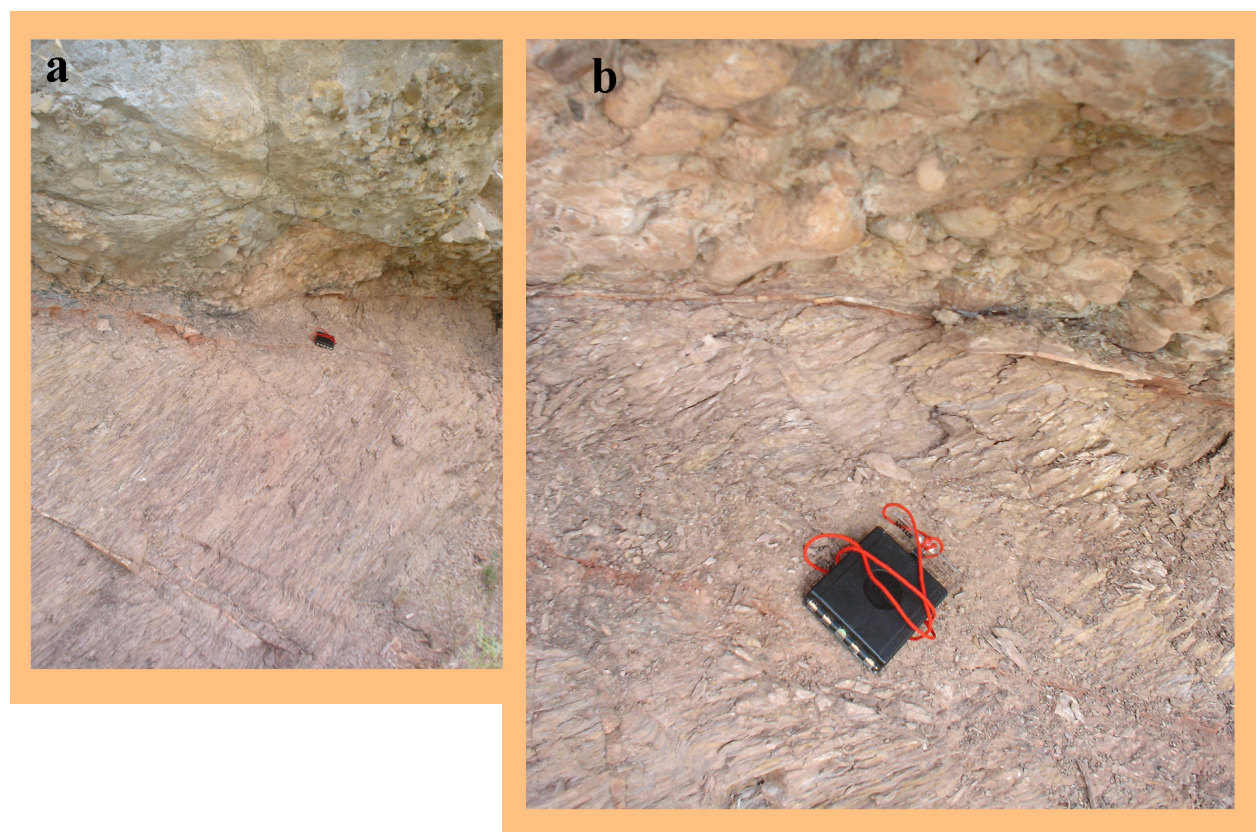
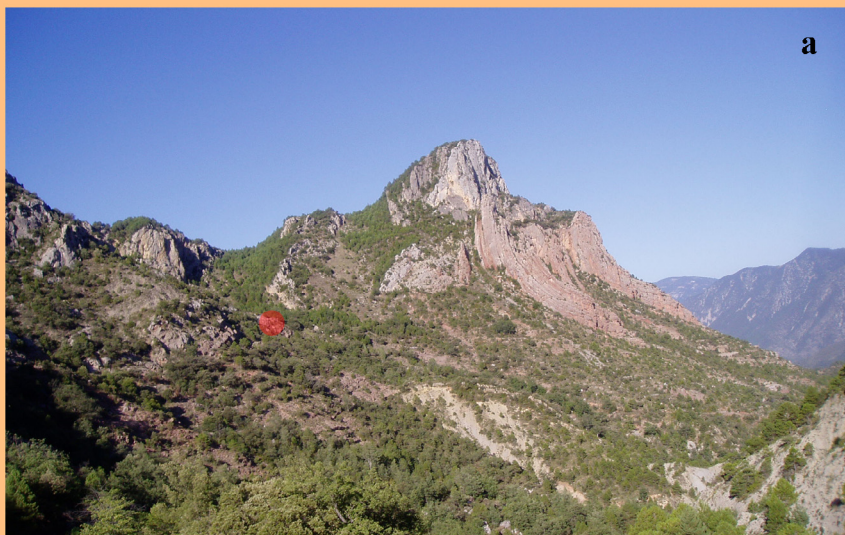


Figura 4.12: Fotografías tomadas prácticamente en vertical de la roca de falla desarrollada por una de las estructuras que se encuentran al sur del sinclinal del Culles. Los sigmoides de cizalla indican movimiento dextral. a) plano general. b) detalle.



a



b

Figura 4.13: a) Fotografía tomada desde el W en la que se encuadran tanto el sinclinal del Culles (derecha) como la terminación cartográfica del sinclinal de San Maximí, localizada mediante un punto transparente rojo (fotografía tomada por Miquel Soler). b) fotografía tomada prácticamente desde el último punto hacia el E en el que es posible cartografiar el sinclinal de San Maximí, en esta que se aprecia el desplazamiento relativo hacia el sur del sinclinal del Culles.

tral a partir de la cartografía, estimándose que acumularía algo más de 350 metros en dirección.

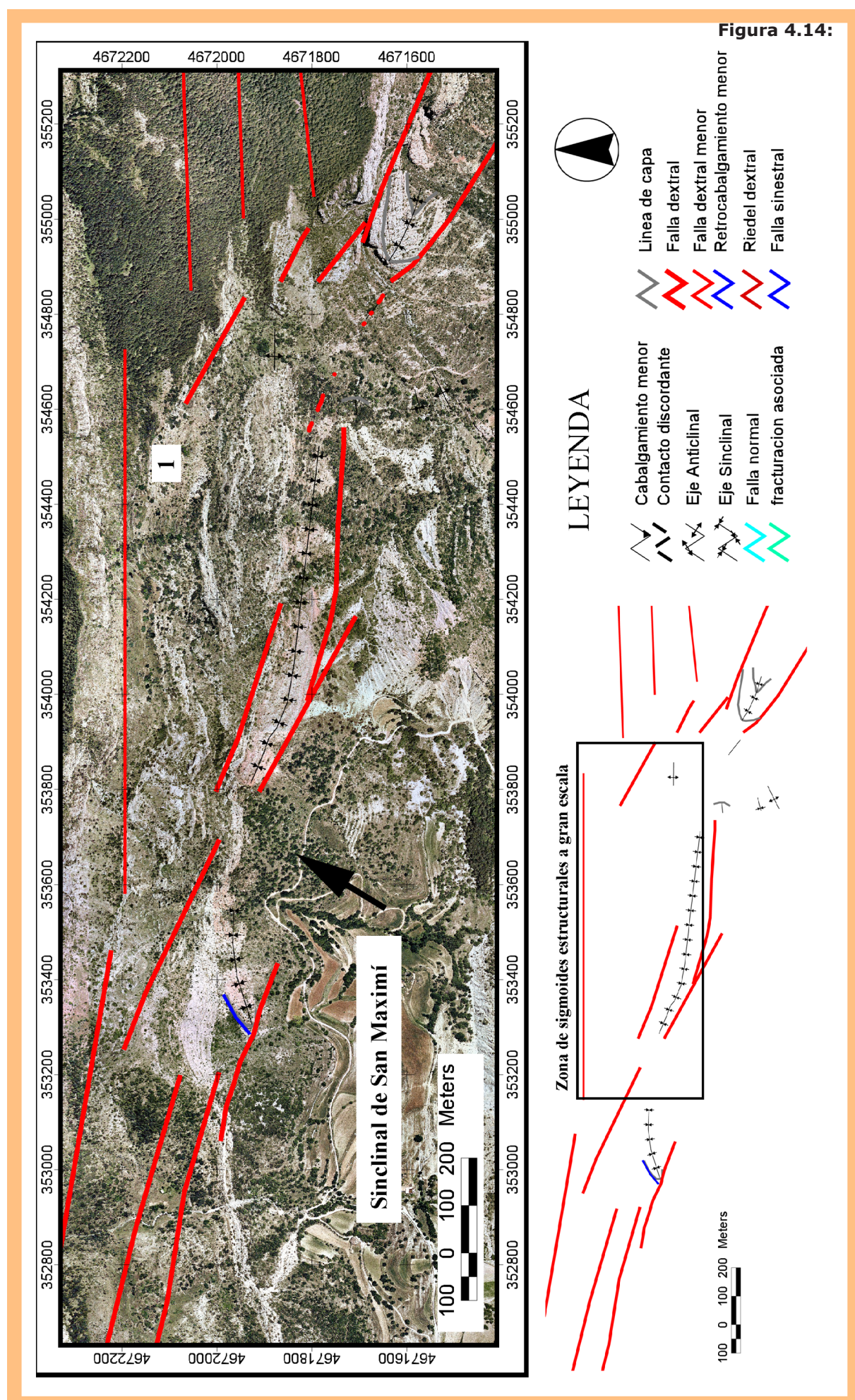
En este sector sí se puede aproximar el cálculo de la cantidad de salto en la vertical para esta banda de deformación. En la zona más al E del sinclinal de San Maximí se han encontrado unidades conglomeráticas del Garum, iguales a las descritas en Coll Piqué y en otros lugares, que suelen estar discordantes sobre el Cenomaniense. Estos conglomerados son la parte más alta registrada del «Garum» y en esta zona también cierran en el sinclinal de San Maximí. A partir de la cartografía de estos cierres sinclinales (fig. 4.14), en unidades que se consideran semejantes, se puede calcular el diferencial de cota mediante topografía. Siendo conservador en el cálculo, existiría un salto vertical de algo más de 60 metros que

desplazaría el Culles hacia arriba con respecto a San Maximí.

En cualquier caso, este valor sería un mínimo ya que el eje tanto del sinclinal de San Maximí en su extremo E como su continuación hacia el E en la estructura sinclinal del Culles buza claramente hacia el E. Por tanto hay que contar con una cantidad adicional que estaría representada por la diferencia topográfica en las unidades asociada al cabeceo del eje estructural general y previo a la deformación por fallas dextrales.

Sigmoides de cizalla a gran escala

En el Coll de la Font y rodeada por tres bandas de deformación dextrales, queda un espacio que tiene morfología sigmoidal (ver posición en fig. 4.14). Las



tres bandas dextrales son; uno la que viene desde el barranco del Pui por encima del sinclinal del Culles, otra inmediatamente por debajo del cierre sinclinal del Culles y la tercera sería la anteriormente mencionada acumulación de estructuras dextrales al norte del Culles de dirección N85-90 (fig 4.15). Esta zona sigmoidal delimitada por estos tres conjuntos de estructuras, constituye topográficamente una depresión relativa con respecto a sus márgenes. La erosión que da lugar a esta depresión está desmantelando principalmente materiales del Keuper (Mapa 1:50.000 de la serie MAGNA de Orgañá, nº 253). Sin embargo existen en esta área, mezclados con el Keuper, materiales duros carbonatados (no pertenecen ni a las facies Keuper ni a las Carniolas), difícilmente reconocibles ya que están muy fracturados.

A partir de la interpretación foto-geológica, se propone para esta zona el desarrollo de un acúmulo estructural en transpresión dextral. Este acúmulo estaría condicionado por la confluencia de estos tres carriles de deformación en una zona de niveles estructurales muy bajos, todo ello facilitado por la existencia de material dúctil (Keuper) en la zona de conflicto.

Estos macro-sigmoides estructurales (fig. 4.15a) que definen el acúmulo estructural tienen morfología sigmoidal y son atribuibles a la cinemática asociada a la deformación dextral, tal como se interpretan aquí. Responderían a geometrías tipo sigmoides de cizalla (*shear lenses*, fig. 4.15a y b) o dúplex asociados a deformación en dirección, en el contexto de una zona compresiva local (*restraining bend* o *step-over*). En cualquier caso y dada la insuficiente calidad de los afloramientos en este área y la complejidad estructural inherente, esta interpretación queda únicamente como una propuesta razonable que habrá de ser contrastada con más trabajo de campo.

Fallas bajo el sinclinal de San Maximí y cerca de Can Betran

En esta zona, relacionada geográficamente con el sinclinal de San Maximí encontramos tres estructuras principa-

les asociadas a deformación dextral: dos con direcciones N110 y otra con dirección N85. El motivo estructural es coherente con el observado en otros puntos: estructuras tardías que cortan unas series previamente plegadas (fig 4.14).

De este a oeste, la primera estructura que aparece tiene dirección prácticamente E-W. Presenta en su extremo E características de falla inversa, de buzamiento relativamente bajo (50 grados sur); en dirección W se pueden medir direcciones de 112N y buzamientos de 72 grados norte, lo que indica que probablemente en esta zona confluyen dos estructuras.

La de dirección N112 se puede seguir con facilidad hacia el NW y es responsable del trazado ondulado del eje sinclinal, modificándolo mediante arrastre. Esta estructura tiene asociada una zona de roca de falla que en algunos puntos supera los 4 metros de espesor (figura 4.16). No se ha encontrado ningún marcador que permita definir el salto vertical de esta estructura.

En la terminación oeste del sinclinal de San Maximí los afloramientos aparecen mecanizados. Existe una falla dextral N100 al W de San Maximí que corta el eje sinclinal, el cual termina y no vuelve a aparecer como tal hacia el W (fig. 4.14).

Esta falla tiene un buzamiento de 82 grados hacia el N. No se puede calcular el desplazamiento en dirección ya que no se ha encontrado ningún marcador que lo permita. Aparecen pequeñas fallas normales de dirección N180 y poco desplazamiento, así como venas de tensión subverticales con direcciones de entre N155 y N162.

Los materiales del «Garum» del flanco N del sinclinal de San Maximí en algunas zonas son discordantes sobre calizas del Santoniense karstificadas, mientras que en otros cabalgan sobre los materiales del Santoniense. Este cabalgamiento menor tiene dirección N68 y buza al sur unos 70 grados. Lateramente en dirección NE acaba en poco más de cien metros.

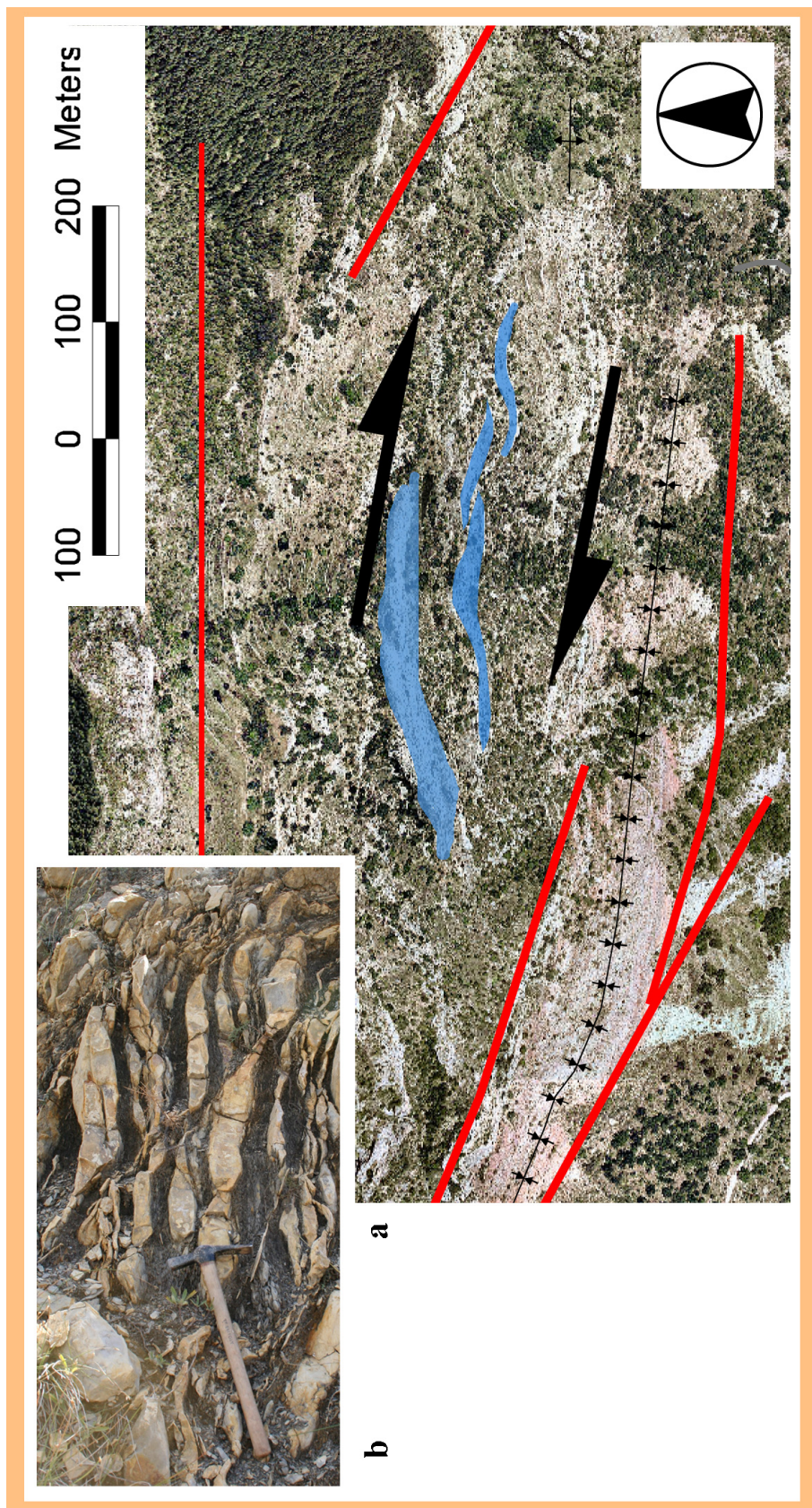


Figura 4.15: a) fotointerpretación de sigmoides estructurales a gran escala (en azul) en una zona de confluencia de fallas dextrales. b) ejemplo a escala en campo de estas morfologías. Este ejemplo pertenece a una zona distinta a la expuesta en a).



Figura 4.16: Sigmoides de cizalla, dextrales, sobre un plano de falla de 72 grados de buzamiento N y dirección N112. Fotografía de Miquel Soler.

4.3.1.2 Descripción de las estructuras asociadas a deformación transpresiva dextral en el sector occidental de la estructura de Boixols

Entre el collado de Boixols y el pueblo de Abella es patente la existencia del mismo patrón de deformación dextral transpresivo, que de manera tardía corta las estructuras previas del anticlinal de Boixols. En esta zona, el trabajo de campo no ha sido tan exhaustivo como el descrito anteriormente pero suficiente para hacer una serie de puntualizaciones con respecto a la presencia y comportamiento de estas estructuras.

En general resulta mucho más difícil cartografiar estas estructuras aquí, ya que la estructuración de Boixols en este sector resulta muy compleja. Incluso algunos de los niveles guía en los que se ha soportado la cartografía estructural anteriormente descrita desaparecen, aunque no se pueda establecer si por causa de la estructura de Boixols o por causa de la deformación tardía.

Se presentan estas puntualizaciones para cuatro localidades: collado de Boixols, pueblo de Boixols, sinclinal de Faidella y pueblo de Abella (fig. 4.17).

En la zona del collado de Boixols

Las siguientes estructuras desarrolladas con el patrón de orientaciones ya familiar se encuentran cerca del collado de Boixols. Aquí existe una capa guía vertical (encrinita del Campaniense) que justo a su encuentro con la carretera en el collado de Boixols presenta claros desplazamientos dextrales, métricos, que afectan a capas previamente verticalizadas (fig. 4.18). La dirección de estas fallas que buzcan prácticamente verticales es N148.

Entre estas fallas y las descritas anteriormente en la zona de San Maximí hay aproximadamente 2.5 Km en dirección NE. Tanto en la zona de la cresta de Sept Comelles al norte, como en la continuación en dirección NE de la encrinita al sur no se ha encontrado tanta profusión de estructuras dextrales, a pesar de que en estas áreas existen marcadores estratigráficos verticales lo suficientemente buenos como para haber permitido el reconocimiento de éstas, en caso de existir. Esto se ha comprobado tanto en campo como en las ortoimágenes y pares estéreo-fotográficos existentes de la zona (figura 4.19).

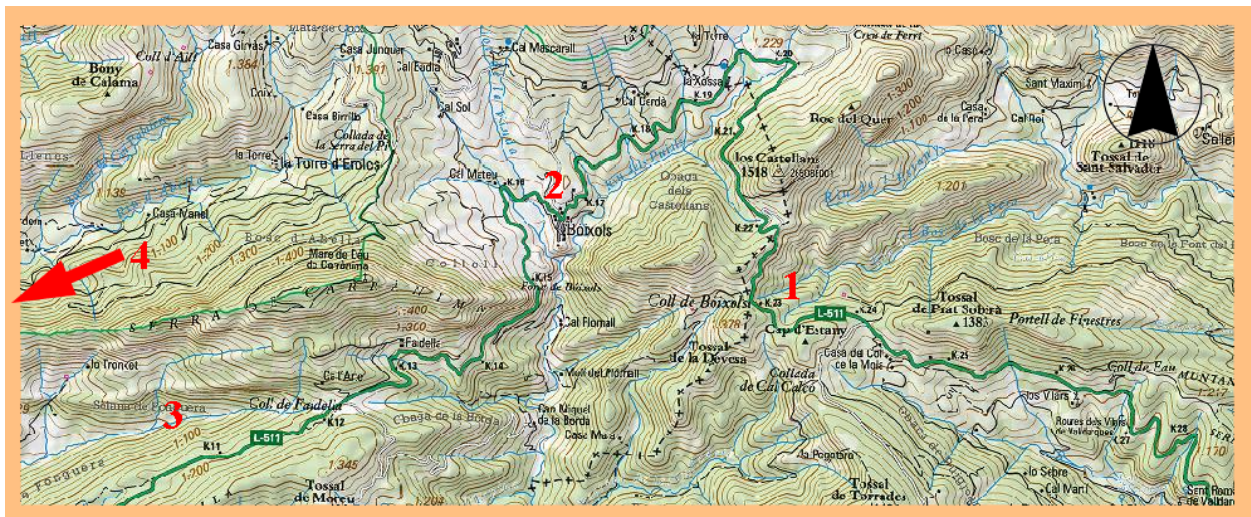


Figura 4.17: Plano de posición de los distintos sectores estudiados. Tomado del ICC. 1) Collado de Boixols. 2) Pueblo de Boixols. 3) Sinclinal de Faidella. 4) Al pueblo de Abella.

En el área del pueblo de Boixols

Al continuar hacia el W, en los afloramientos alrededor y al sur del pueblo de Boixols volvemos a encontrar signos evidentes de la tipología de deformación dextral. Justo en la terminación sur del pueblo de Boixols, se observan en campo lineamientos estructurales de dirección N110 en los materiales blandos de la formación Margas de Lluçá (fig. 4.20). Estos lineamientos en algunos casos llevan

asociados pliegues menores, métricos, de inmersión axial fuerte (65-70 grados E) y dirección similar, que podrían perfectamente corresponder a pliegues de arrastre. No se puede en este caso hablar de fallas, ya que la reología del material que atraviesan hace muy difícil reconocer estructuras discretas, pero se reconoce una intensa mecanización de las distintas unidades. Se observan valles alineados con las directrices estructurales principales asociadas a la deformación dex-



Figura 4.18: Fotografía tomada hacia el E desde la carretera en el mirador del collado de Boixols. En primer plano se observa la capa guía cretácica (encrinita). Pintado en rojo la proyección de la traza de la falla dextral que la corta. Se observa el desplazamiento dextral de la capa guía sobre el plano de falla. Esta estructura conrresponde con la que está cartografiada más hacia el SW en la figura 4.19.

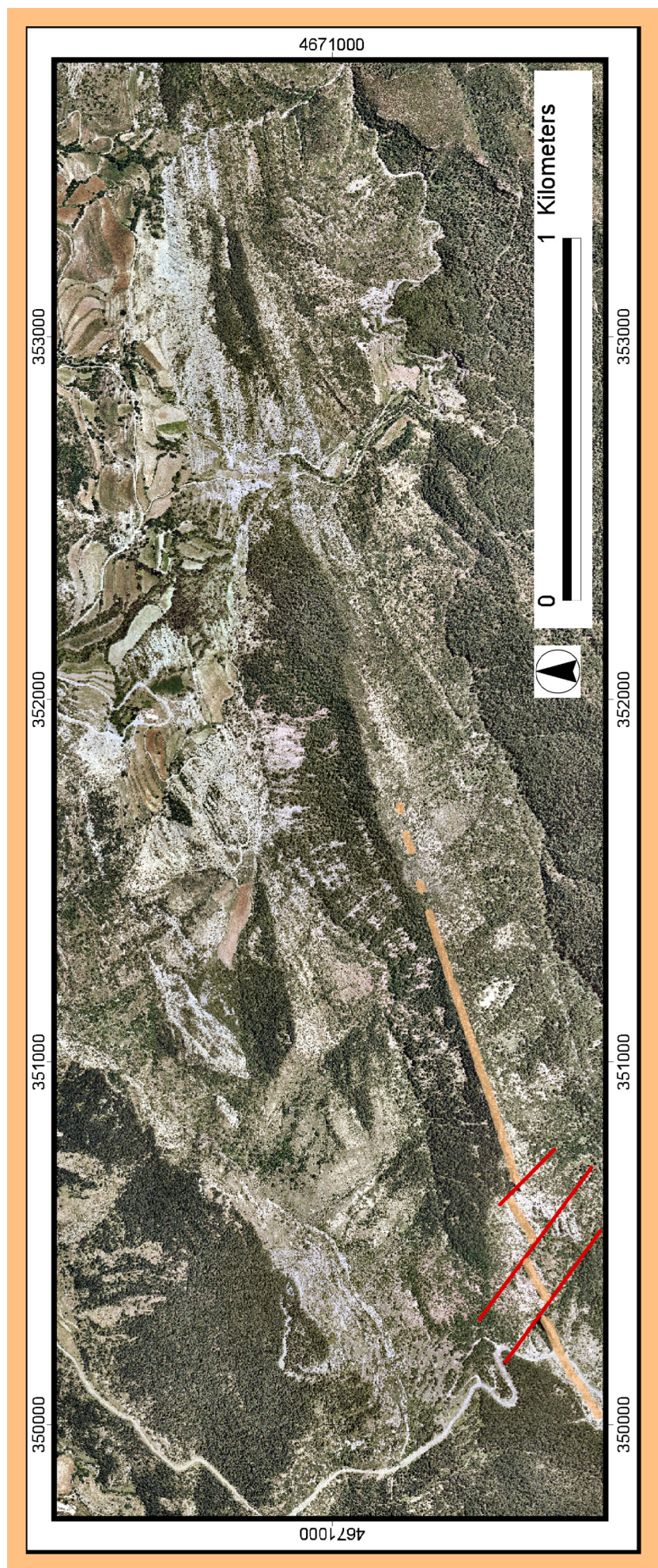


Figura 4.19: Cartografía de fallas dextrales (en rojo) sobre el marcador guía cretácico (en naranja) en el collado de Boixols. Se puede observar que la continuación en dirección E de la capa guía (verticalizada) no está desplazada por fallas.

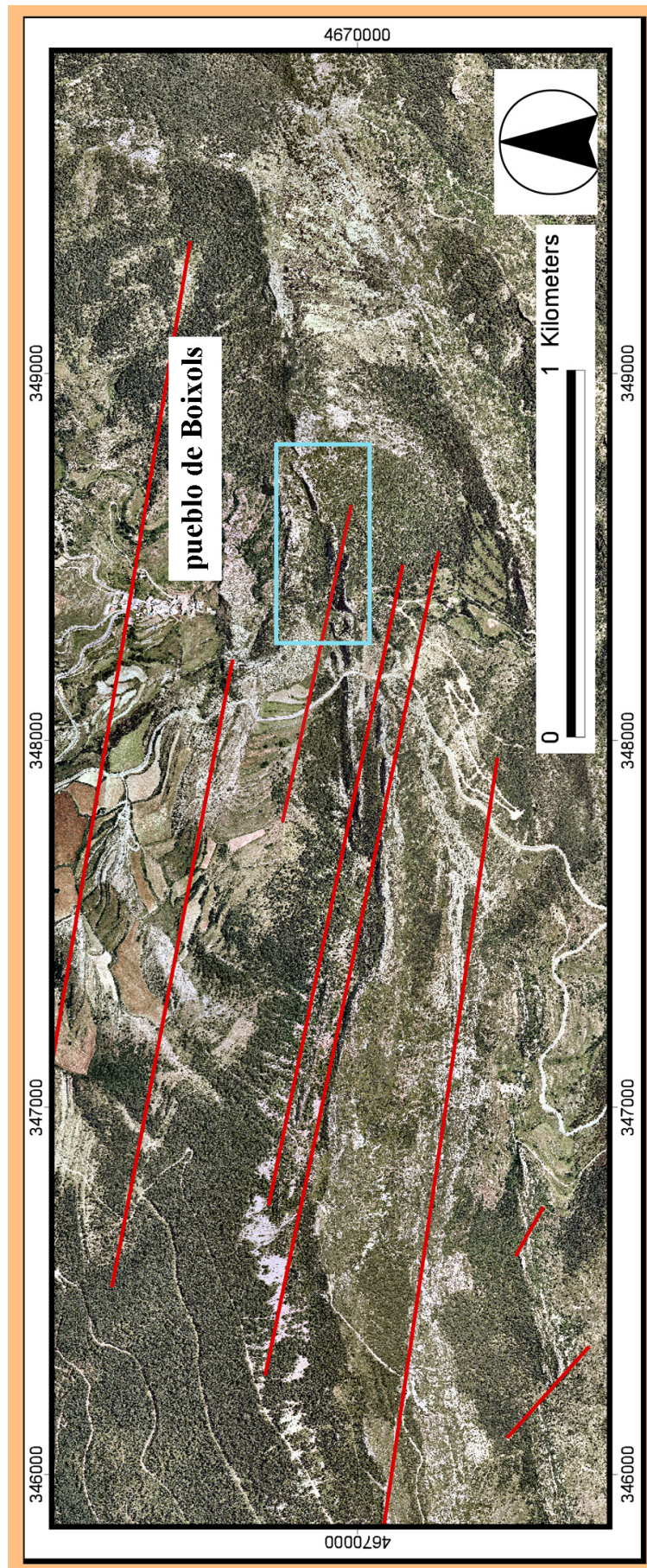


Figura 4.20: Ortofotomapa del área de Boixols. Se pueden observar (en rojo) algunas de los lineamientos que se comentan en el texto. El recuadro en azul es la zona representada en la figura 4.21.

tral; además, gran parte del diaclasado que configura el paisaje responde a directrices estructurales de la deformación dextral similares a las descritas anteriormente para Coll de Nargó, y que difieren claramente de la morfología del anticlinal de Boixols.

Un poco más al sur, en el barranco al sur del pueblo y todavía en el flanco vertical de la estructura de Boixols, se observa una zona altamente mecanizada. Aquí se pierden por fallas las unidades del Cenomaniense al Santoniense (que en general son muy continuas, buenos niveles guía y responden a alternancia de materiales duros y blandos de carbonatos). Es difícil distinguir qué parte de esta mecanización responde a la estructura de Boixols y qué parte se puede atribuir a la deformación transpresiva dextral tardía. Aun así, parece evidente que parte de esa mecanización debe ser tardía, al responder en líneas generales a direcciones

N110, planos de deformación subverticales y sigmoides estructurales de gran tamaño totalmente compatibles con las descritas anteriormente (fig. 4.21). Aquí tampoco se han podido medir planos de fallas discretos que permitan una atribución clara, porque las estructuras generalmente delaminan materiales blandos y generan sigmoides estructurales en los materiales duros. La interpretación foto-geológica de esta zona permite observar numerosos e importantes lineamientos rectilíneos de direcciones claramente relacionadas con las observadas en la zona de Coll de Nargó (por ejemplo ver fig. 4.41, en el apartado dedicado a fotointerpretación).

En cualquier caso, parece claro que se necesita más trabajo de campo en estas áreas para discriminar con fiabilidad dentro de la alta mecanización y complejidad estructural existente.



Figura 4.21: Fotografía tomada desde la carretera de Boixols y hacia el E sobre los materiales del Cretácico. Al fondo se ve la culminación del anticlinal de Boixols en materiales del cretácico inferior (Willems, 1985). En rojo se ha trazado uno de los lineamientos estructurales N110 cartografiados en la figura 4.20. Debajo de esta, en la ladera aparecen unas capas duras, verticales, del cretácico superior (Willems, 1985), que no se continúan lateralmente y atribuidas en este trabajo a sigmoides estructurales en una zona de falla dextral.

En el sinclinal de Faidella

Al SW del pueblo de Boixols, a poco más de un kilómetro, se encuentra el cierre cartográfico del sinclinal de Faidella. Este sinclinal, muy asimétrico, está claramente relacionado con la formación de la megaestructura de Boixols. En el paso de Faidella se puede observar claramente el cierre del sinclinal en materiales pertenecientes a las facies "Garum" (en rojo en la fig. 4.22). La dirección del sinclinal es prácticamente E-W y su eje tiene una fuerte inmersión hacia el W. Las capas en el tránsito entre el anticlinal de Boixols y el sinclinal de Faidella en general se pueden de nuevo considerar subverticales.

Sobre una fotointerpretación de las fotografías aéreas 1:18.000 realizada por Nieves López Martínez y contrastada en campo (fig. 4.22), se vuelve a reconocer el patrón estructural de orientaciones y

comportamientos asociados a la deformación transpresiva dextral. Principalmente se cartografían fallas dextrales N140-130 con desplazamientos de entre 100 y 150 metros, que cortan limpiamente el sinclinal de Faidella, una estructura previa a las fallas. Estas fallas tienen planos de ángulo alto y cortan perfectamente capas verticalizadas con apenas modificación de los buzamientos previos.

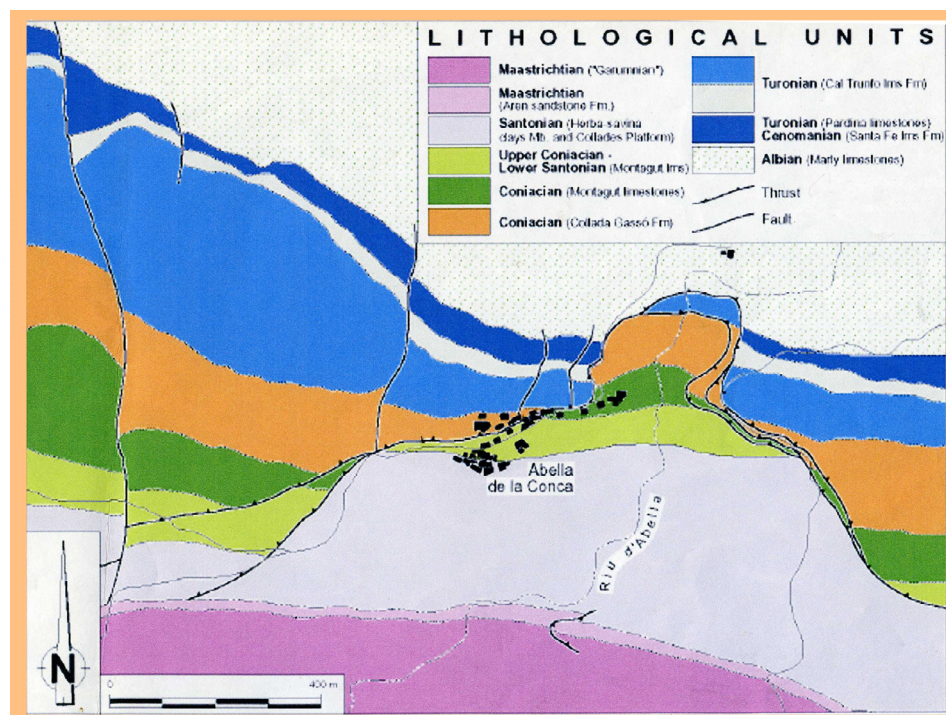
Tanto aquí como en el resto de las zonas en las que se ha trabajado en campo, resultan *a priori* siempre más fáciles de identificar las orientaciones correspondientes a jerarquías estructurales de tipo R2. Aun así, también se encuentran fallas de dirección N110, dextrales y N40 sinestrales.

En las ortofotos pertenecientes a esta zona también se encuentran de manera abundante lineamientos rectilíneos de orientación N160.



Figura 4.22: Interpretación fotogeológica realizada por Nieves López Martínez sobre pares estéreo convencionales cerca del cierre cartográfico del sinclinal de Faidella, en el paso de Faidella. Los lineamientos estructurales principales corresponden en dirección y comportamiento (ver desplazamientos) con los cartografiados en Coll de Nargó. Las fallas son de buzamiento alto y posteriores a la génesis del sinclinal.

Figura 4.23: cartografía inédita de Enric Vicens sin publicar, tomado de García Senz 2002. Cabalgamiento de Abella de la Conca.



La continuación en dirección W de las estructuras de dirección N110 de la fig 4.22 pasan inmediatamente al norte del pueblo de Abella.

En el pueblo de Abella

Aparentemente, la modificación estructural tardía que existe en la zona del pueblo de Abella, situado en el flanco vertical del anticlinal de Abella, es menor que en la continuación de la misma megaestructura en el pueblo Boixols, sin embargo el motivo estructural continua siendo la modificación de capas previamente verticalizadas por fallas con salto dominante en dirección (fig. 4.23, cartografía inédita de Enric Vicens sin publicar, tomado de García Senz, 2002). En este lugar, gran parte de la geomorfología se debe a dos factores principales: por un lado las capas verticalizadas del flanco sur de la estructura de Boixols, afectadas por una falla inversa de bajo ángulo y escaso desplazamiento; y por otro lado, el patrón de fracturación asociado a la deformación dextral que condiciona las líneas principales de drenaje. La serie de estructuras asociadas a la deformación dextral que se pueden observar en Abella son principalmente (ver fig. 4.24):

- Fallas dextrales de dirección N140° y desplazamientos cartográficos de pocas decenas de metros.

- Fallas sinestrales con componente extensional y dirección similar a las observadas en Can Betriu.

Fotogeológicamente, se observa parte de una banda mayor de deformación dextral N110 (aquí llamada *banda de Carreu Sur*, ver apartado 4.4.1.4), que modifica ligeramente la estructura general del flanco sur del anticlinal de Abella y que sin embargo deja un importante registro geomorfológico.

De nuevo estos conjuntos de fallas muestran su carácter tardío cortando de manera limpia estructuras asociadas al desarrollo de la estructura de Boixols.

Hacia el oeste de lo que más adelante se denominará como banda de deformación dextral de Carreu Sur, en dirección a Orcau y Montesquiú, se dejan de apreciar las estructuras de dirección N110 aunque se encuentran en campo muchos lineamientos menores de dirección aproximada N140 dextrales, y todavía algunos N50 aproximadamente, principalmente sinestrales.

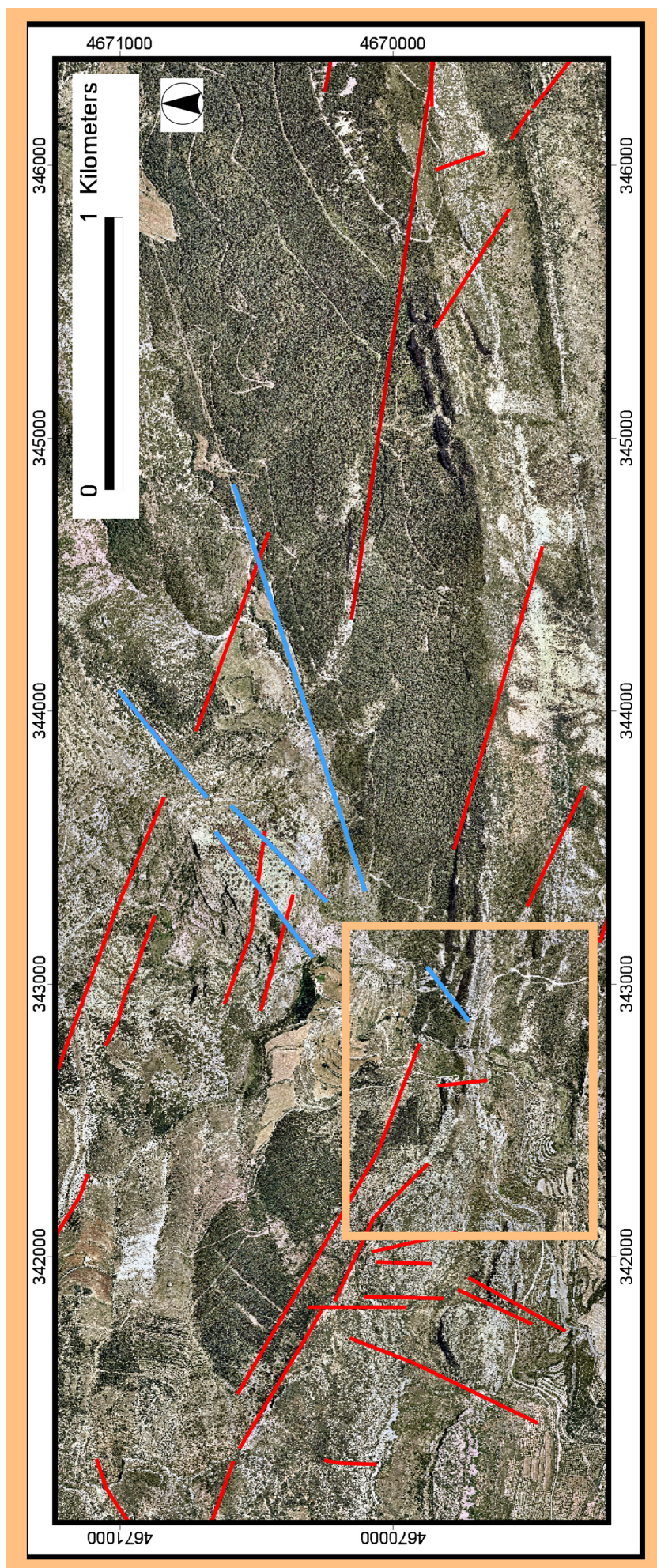


Figura 4.24: Interpretación fotogeológica de lineamientos estructurales tardíos en la zona adyacente a la población de Abella de la Conca y que cortan la estructura anticlinal de Boixols. En rojo lineamientos dextrales y en azul lineamientos sinistres. El recuadro naranja indica la posición aproximada de la figura 4.23.

4.3.2. Observaciones en otras áreas de la Unidad Surpirenaica Central

Una vez descrito cómo se observa este conjunto de fallas en el flanco vertical de la megaestructura de Boixols, es más fácil identificarlas en otros lugares de la USC. Aunque a grandes rasgos se aprecian en toda la USC, existen algunos sitios donde resultan más evidentes. Algunos de éstos lugares con evidencias claras de esta deformación son por ejemplo los conglomerados "Garumnienses" de Claret (ver fotos en la Fig. 4.25), los conglomerados de la Pobl de Segur y los conglomerados la sierra de Gurp (ver fotos de campo en la figura 4.26).

Se comentan a continuación dos áreas particulares, la estructura del Montsec en Corçá y en Terradets, como ejemplo de situaciones estructurales que también permiten identificar este patrón de estructuras tardías como algo común en la USC.

4.3.2.1 En la estructura del Montsec en Corçá

Ullastre en 1998 y Ullastre y Masiera en 1992 ya observaron todo un cortejo de fallas con salto predominante en dirección, principalmente dextrales, en el entorno de la estructura del

Montsec. Aunque normalmente poco importantes (por la magnitud de sus desplazamientos), y por tanto poco estudiadas en cuanto a la relación que tienen con la estructura del Montsec, algunas de ellas han sido cartografiadas en los mapas de la serie MAGNA y en las distintas cartografías sobre el Montsec presentadas en la literatura.

En los trabajos de campo realizados aquí se han podido medir algunas de estas estructuras con salto predominante en dirección y comprobar la alta frecuencia con la que aparecen. Se van a describir algunas de las situaciones y afloramientos más claros que permiten correlacionar las fallas tardías que afectan al Montsec con las descritas en Coll de Nargó, pues tienen similares direcciones y comportamientos y por tanto también responden a una deformación por transpresión dextral. Además son posteriores a la génesis de la estructura mayor, el Montsec en este caso (plano de localización en fig. 4.26).

Ejemplo en afloramiento

En la cara sur de la Serreta de Corçá (posición en fig. 4.27 punto 1) se observa una banda de deformación dextral, fácilmente cartografiable, con espesores cartográficos en algunas zonas de más de 20 metros. Su traza se puede continuar más de 2.5 Km, desde el pueblo de Corçá



Figura 4.25: Diaclasado vertical de dirección N110-120 en los materiales conglomeráticos intra Fm. Tremp. Afloramiento situado en las afueras del pueblo de Claret, flanco norte del sinclinal de Tremp.



Figura 4.26: Aspecto en campo de la fracturación asociada a la deformación dextral. Las flechas indican algunas de las fallas más evidentes (las flechas T son de tipología extensional y dirección aproximada en campo de N170, las R indican tipologías Riedel y tienen direcciones entre N110 y N140) en dos lugares:

a) Conglomerados de la Pobla, fotografía tomada prácticamente hacia el N y desde la Plana de Mateu, al N del pueblo de Claverol.

b) Conglomerados de la sierra del Gurp, fotografía tomada desde el pueblo de Sapeira en dirección E. La línea negra representa la discordancia angular que separa estos materiales conglomeraticos de los de la Fm. Trem (materiales rojos abajo a la derecha) y Fm. Aren (materiales masivos abajo a la izquierda).

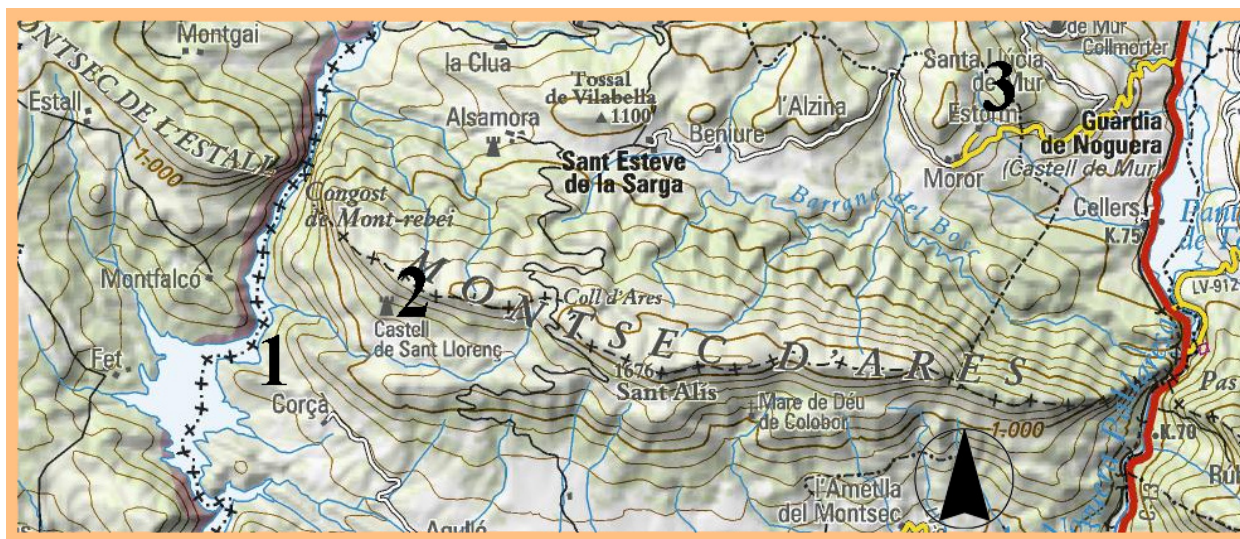


Figura 4.27: Plano de posición de las distintas áreas comentadas en el texto. Modificado de la topografía 1:50.000 del ICC.

hasta el pantano de Canelles (fig. 4.28). Esta banda interfiere con las estructuras relacionadas con el flanco sur vertical o invertido del anticlinal del flanco N del Montsec, pero aun así el carácter transpresivo dextral tardío de la deformación es claramente identificable.

Esta falla pasa por una zona en la que los buzamientos son generalmente verticales o ligeramente invertidos. Los materiales afectados son tanto los carbonatos con Rudistas del Cretácico superior como los materiales del «Garum» que sobre éstos se disponen discordantes y en facies conglomeráticas, que pueden llegar a ser brechas muy groseras.

La dirección de las capas verticales o invertidas es aproximadamente la misma que la dirección de la banda de cizalla dextral, lo que conlleva la imposibilidad de calcular los desplazamientos tanto en la horizontal como en la vertical para esta estructura.

Sólo en algunos afloramientos se pueden hacer medidas de las estructuras asociadas en esta banda de deformación, en los que parte de la banda de deformación se comporta de manera discreta, generando roca de falla e indicadores cinemáticos (fig. 4.28 a y b).

Cerca del pantano de Canelles se puede medir una zona con desarrollo de roca de falla de aproximadamente 1 metro de espesor, dirección N118 y buzamiento del plano de falla 68°N. Aquí la roca de falla indica movimiento dextral y con componente inversa (estrías buzando

24 grados sobre el plano de falla, fig 4.28 punto 1 para localización y fig 4.29 a y b para fotografías de campo).

Más al este, entre este punto y el pueblo de Corçà, se identifica de nuevo esta estructura con desarrollo de aproximadamente un metro de roca de falla (fig 4.28 punto 2). Vuelve a ser dextral y con componente inversa, y el plano de falla buza 72° N.

El siguiente afloramiento en el que se puede medir objetivamente el desplazamiento está situado inmediatamente al oeste de Corçà (fig 4.28 punto 3). Aquí se pueden observar claramente dos situaciones en la banda de deformación. Una involucra materiales del «Garum», en la que los sigmoides estructurales claramente indican movimiento en dirección dextro; aunque no se pueda medir claramente el plano de falla por la alta brechificación, una estimación del buzamiento de este plano indica buzamientos altos.

La otra situación involucra materiales del Grupo de la Caliza de Alveolinas (Mutti *et al.*, 1988), a unos 15 metros al sur de la zona anterior; aquí la dirección del plano de falla es N115, buzamiento 70° N y sigmoides estructurales claramente inversos.

Además de estos ejemplos, existen en la zona numerosos lineamientos estructurales que se ajustan a los mismos parámetros observados en Coll de Nargó (ver fig. 4.28)

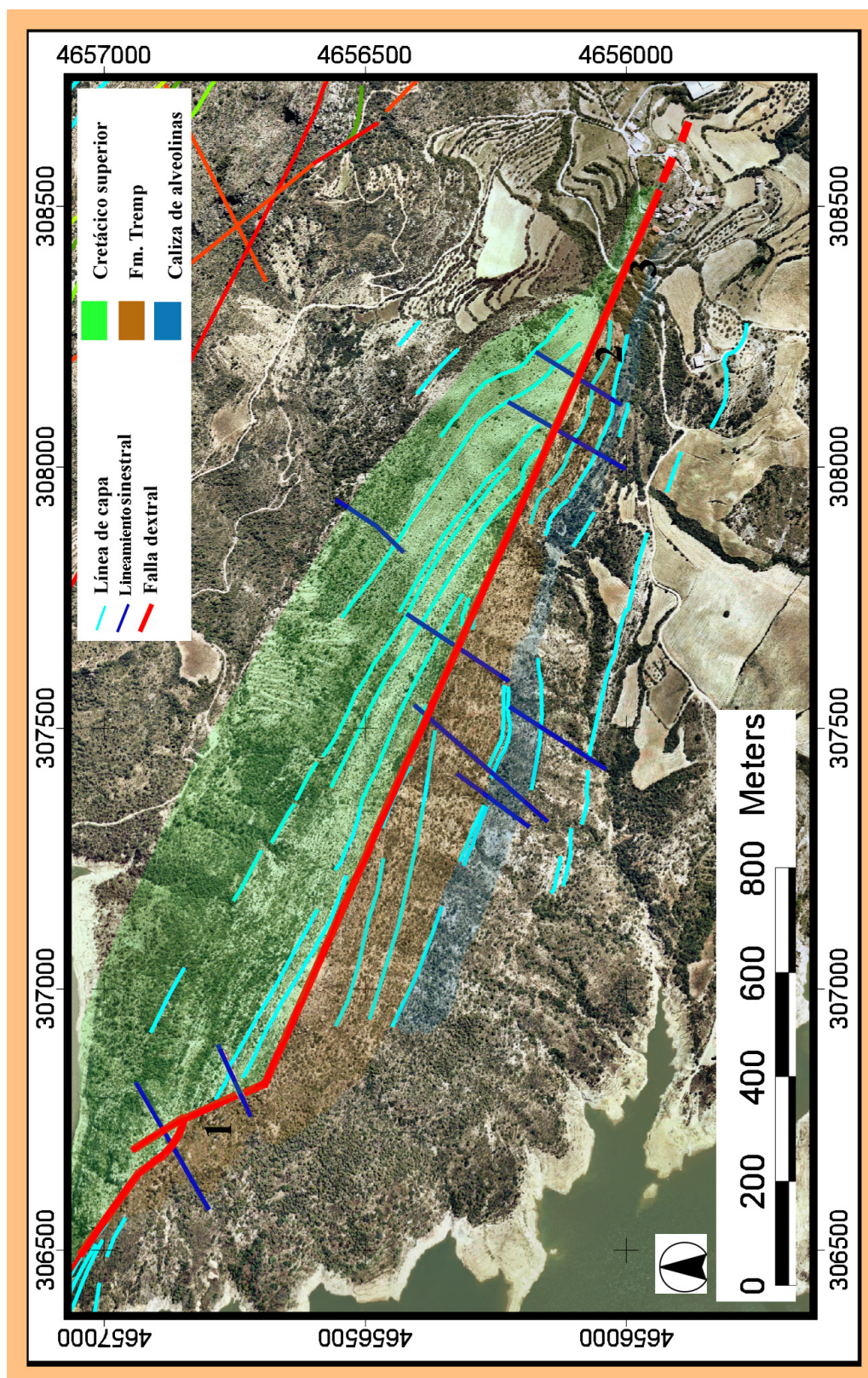


Figura 4.28: cartografía de una falla dextral con componente inversa en la serreta de Corcá.

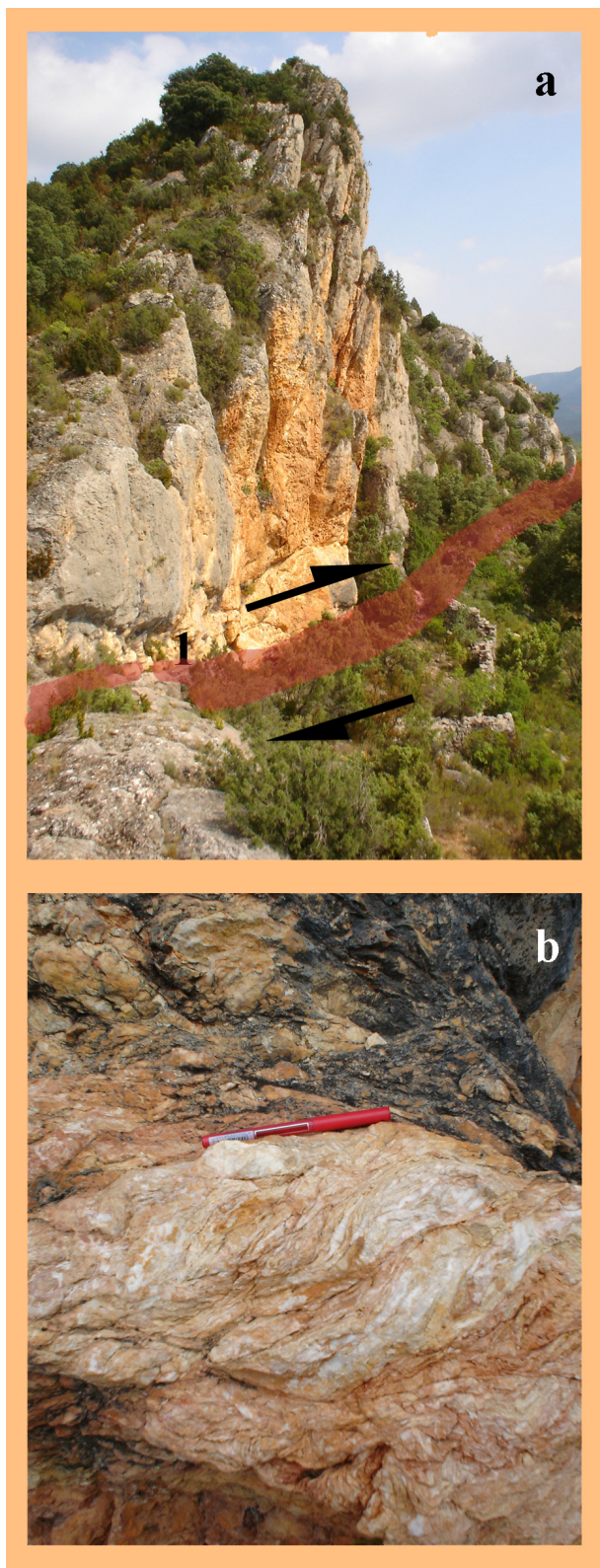


Figura 4.29: Fotografías tomadas en el punto 1 de la figura 4.28 y hacia el E, relativas a la falla dextral de la serreta de Corçá. En a) se ha marcado el trazado de la falla bajo el escarpe del relieve entre los materiales carbonatados del cretácico superior (contienen rudistas) a la izquierda y los materiales conglomeráticos de la Fm. Tremp (a la derecha). b) fotografía de detalle, tomada en la vertical del plano de falla, en esta se observan los sigmoides de cizalla que indican un movimiento predominantemente dextral.

Ejemplo en cartografía

Al norte del cierre anticlinal del flanco N del Montsec, en la zona de la sierra de Ropllans situada al norte de Corçá, a menos de un km al NE de una torre medieval ("torre de moros")(fig. 4.27 punto 3), se observa en los materiales carbonatados del Cenomaniense una falla de dirección N115 que tiene desplazamiento cartográfico dextral de algo más de 250 metros (medidos sobre el plano de falla). Los buzamientos generales de las capas en esta zona van de los 25 a los 35 grados N. La falla en concreto se puede cartografiar a lo largo de más de tres kilómetros sin apenas variar en dirección y cortando las predisposiciones estructurales previas (fig. 4.30). Al igual que esta estructura, existen muchas otras identificables a lo largo de la megaestructura del Montsec. Por ejemplo, siguiendo el nivel guía del Cenomaniense, se aprecia otra falla a apenas 700 metros al este de la anterior; y continuando hacia el este se sigue encontrando este mismo motivo estructural.

4.3.2.2 Expresión de estas estructuras en la caliza de Alveolinas del flanco Norte de la estructura del Montsec

Al oeste del río Noguera Pallaresa y en el flanco norte del Montsec, en el paraje "Cingle de les Espluges" al NE del pueblo de Estorm, encontramos buzando suavemente al norte las distintas unidades del Grupo de la Caliza de Alveolinas (fig. 4.27, punto 3). En detalle estas calizas están totalmente fracturadas, aunque con poco desplazamiento, por el cortejo de estructuras ya familiares y totalmente similares a las de Coll de Nargó. Estas estructuras conservan perfectamente en los materiales carbonatados los indicadores cinemáticos que permiten discriminar su movimiento, aunque no cuantificarlo (aparentemente son pequeños desplazamientos).

Todas las estructuras tardías que se encuentran son compatibles con fallas dextrales N110-N115 y N85-N90 (ver fotografía fig. 4.31 a). También se encuentran fallas dextrales N140, además de fallas de dirección aproximada N40.

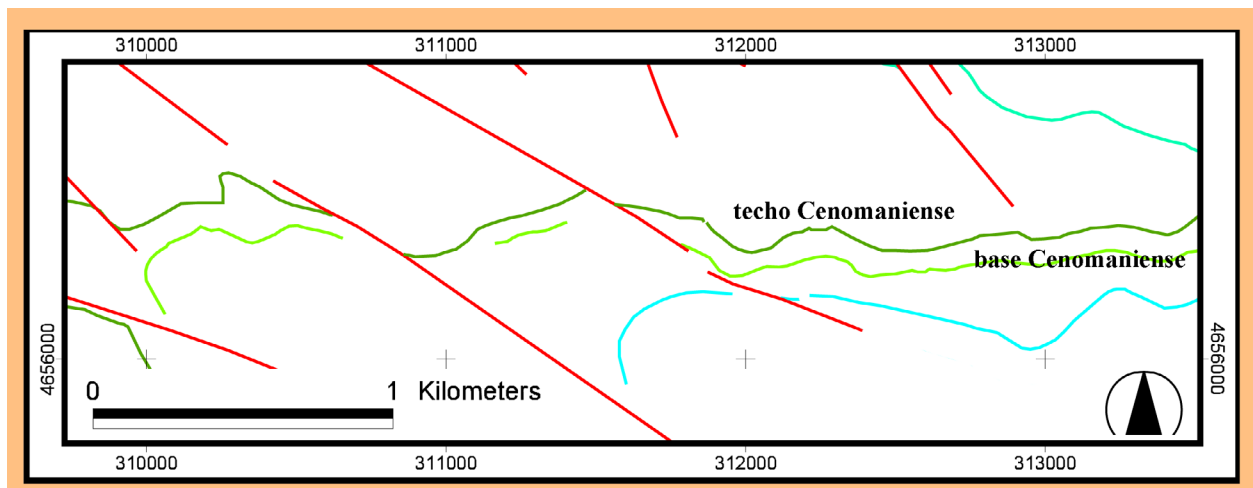


Figura 4.30: Esquema fotogeológico de detalle de una serie de fallas dextrales. Posición en la figura 4.27, punto 2. Se han cartografiado el techo y la base de la Fm. Santa Fe, del Cenomaniense. Los contactos cartográficos han sido redibujados en detalle sobre las ortoimágenes 1:5.000 del ICC, a partir de la cartografía digital 1:50.000 aportada por el Departamento de Medio Ambiente de la Generalidad de Cataluña (ver metodología)

Éstas últimas tienen una clara componente extensional, marcada tanto en la roca de falla como en los mapas geológicos 1:25.000 del ICC (mapas de Sant Salvador de Toló, nº 290-2-2; Llimiana, nº 290-1-2 y Figuerola de Meia, nº 328-1-1). Aunque los buzamientos de los planos de falla son muy verticales, la roca de falla desarrolla crecimientos de grandes cristales de carbonato cálcico tipo esparita en “dientes de perro”, los cuales se asocian típicamente a fracturas abiertas o extensionales (figura 4.31 b).

En su conjunto, muchas de las estructuras presentan de manera evidente el desarrollo de dos etapas de movimiento distintas. Por un lado, las fallas dextrales tienen indicadores de movimiento ligeramente inversos muy claros (estrías de falla, planos pulidos, fósiles deformados y pulidos, etc.) observables en los planos de falla de estas estructuras, que en estos afloramientos son relativamente discretas. Sobre estos indicadores cinemáticos, y hacia el interior del plano de falla, se suelen encontrar también venas de carbonato, recrystalizadas con los crecimientos de los cristales asociados a extensión. Estos cristales no se han visto deformados y conservan sus morfologías cristalinas perfectas. Todo esto indicaría: primero, un funcionamiento de las fallas

en dirección, asociado a deformación por transpresión dextral; y posteriormente, una extensión o apertura de éstas, generada por la influencia o proximidad de las estructuras de dirección N40. Por tanto, la cartografía y los marcadores estructurales en los planos de falla permiten deducir que en esta zona, las estructuras de dirección aproximada N40 y predominantemente extensionales, son posteriores a las estructuras dextrales.

También se observa en estos afloramientos que algunos de los bloques de calizas de Alveolinas se están deslizando gravitacionalmente hacia el valle, despegados a nivel de los materiales blandos del “Garum” infrayacente. Estos bloques se generan morfológicamente a partir de la preestructuración por la deformación dextral, e incluso es frecuente encontrar planos de falla actualmente abiertos, algunos de ellos también con los crecimientos cristalinos atribuidos a extensión totalmente abiertos.

Estos deslizamientos son un problema bastante importante para los pueblos de alrededor (Guardia de Noguera, Moror, Alsina) ya que la caída de bloques además de ser peligrosa para los transeúntes, puede llegar a cerrar la carretera y los movimientos sobre los materiales dúctiles cambiarla literalmente de lugar.

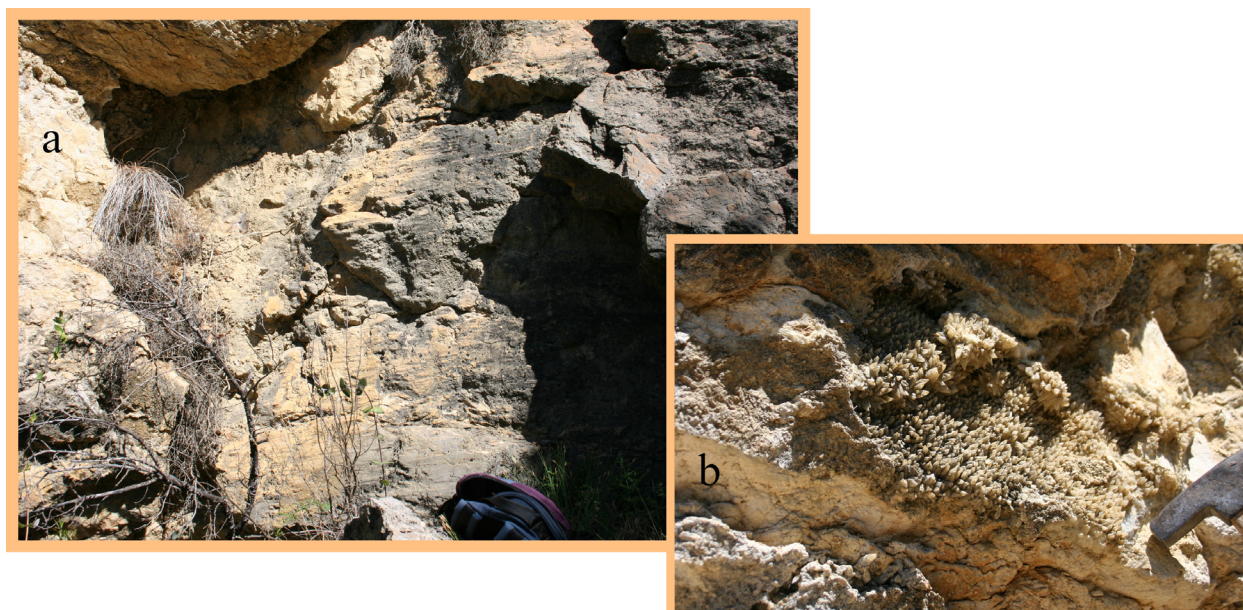


Figura 4.31: a) Estrías de falla dextrales sobre un plano subvertical de dirección N87. El buzamiento de las estrías sobre el plano de falla indica una ligera componente inversa. b) cristales de calcita tipo “dientes de perro” creciendo sobre el plano de falla.

4.3.3 Resumen de las ideas aportadas por el trabajo de campo

Sobre un área con extensión geográfica importante, se ha reconocido un nuevo conjunto de estructuras en general rectilíneas y posteriores a la génesis de las grandes Unidades de la USC (Boixols, Montsec y Sierras Marginales). Estas fallas, de saltos modestos, cortan las estructuras previas y como en general tienen saltos de falla predominantemente en dirección son difíciles de identificar excepto en las zonas en las que las capas están previamente verticalizadas. Se distribuyen en rangos de orientaciones y comportamientos definidos:

- Direcciones alrededor de N105-120 y comportamientos dextrales con ligera componente inversa. Son las estructuras más importantes tanto por los espesores de roca de falla que generan (hasta 15 metros en algunos casos) como por los desplazamientos horizontales medidos que llegan a sobrepasar los 300 metros. Solo se ha podido aproximar su desplazamiento en la vertical en un punto cerca del sinclinal del Culles y da valores entorno a los 60-70 metros. Aparentemente se agrupan en conjuntos de estructuras que forman bandas de deformación y en algún caso se interpretan en campo como estructuras anastomosadas a mayor escala. En el área que va

desde el W del sinclinal de San Maximí hasta el collado de Boixols hacia el W, estas estructuras no se han observado excepto a muy pequeña escala como lineamientos en forma de diaclasado en algún afloramiento. Esto indicaría que a su vez estas estructuras podrían estar agrupadas en bandas de deformación de tamaño mayor.

- Direcciones alrededor de N140, rectilíneas y de comportamiento dextral principalmente (siempre presentan una ligera componente inversa). Son las estructuras más numerosas, aunque con saltos más pequeños que las anteriores ya que suelen tener menos de una decena de metros. Estas estructuras genéticamente están claramente relacionadas con las anteriores y se comportan como Riedel de estas. Algunas llevan asociados pequeños pliegues de arrastre de eje vertical. Son las que se observan en campo y en fotografía aérea con más facilidad. También son más escasas en la zona entre el collado de Boixols y el W del sinclinal de San Maximí.

- Direcciones alrededor de N85-90, también rectilíneas y comportamiento dextral. Son de las menos numerosas y las que tienen las estrías de falla más tendentes a la horizontal (menor carácter inverso).

- Direcciones alrededor de N40, rectilíneas a escala de afloramiento y sinestrasles y en muchas zonas con componente extensional clara. Temporalmente su funcionamiento comienza de manera posterior al comienzo de las anteriores. Se encuentran distribuidas por prácticamente toda la zona entre los pueblos de Abella y Coll de Nargó. En campo no se aprecia si forman carriles preferentes de deformación como las de dirección N105-120.

- Direcciones entre N160 y N180, rectilíneas o *en échelon*, y claramente tensionales. Aquí se agrupan las venas de tensión a todas las escalas, con planos de buzamiento verticales, a veces *en échelon* y coherentes con el resto de estructuras. En ocasiones se aprecian como pequeñas fallas normales, de traza cartográfica modesta y saltos métricos.

Este patrón estructural está representado en todo el margen E de la Unidad Surpirenaica Central. Los límites temporales de estas estructuras no quedan claros solo con los datos de esta zona ya que cortan todos los materiales que conforman la USC a excepción de los cuaternarios en los que este fenómeno no se ha podido observar. Estas estructuras generan retoques de las estructuras previas, esto es especialmente crítico en los flancos invertidos y planos mecánicos de las estructuras mayores (Boixols y Montsec) donde generan más roca de falla.

Algunas de estas estructuraciones tardías se han interpretado y cartografiado como pertenecientes a estas estructuras mayores.

Además, el flanco vertical de la estructura de Boixols en su continuación E desde San Maximí hasta el valle del Río perles, esta fuertemente modificado por estas estructuras tardías. Aquí se observa de manera clara todo el conjunto estructural asociado a esta deformación transpresiva dextral. A modo de resumen de las principales estructuras identificadas y cartografiadas se presenta el esquema estructural de la figura 4.32.

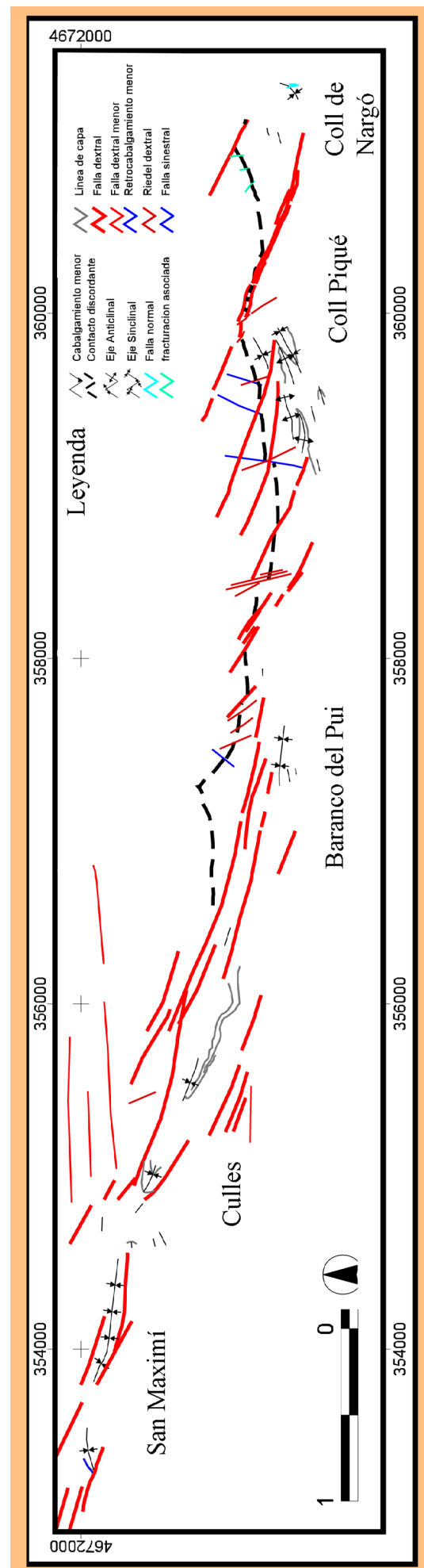


Figura 4.32: Cartografía resumen.

4.4 Trabajo con ortoimágenes; fotointerpretación.

Una vez identificadas este cortejo de estructuras tal como se muestran en el campo, procederemos a un estudio más general, cartografiándolas arealmente a partir de ortofotografías. Para ello hemos utilizado las ortofotografías proporcionadas de manera gratuita por el Instituto Cartográfico de Cataluña (Ver metodología apartado 3.3).

A la hora de realizar estas cartografías se utilizan dos metodologías distintas, de nuevo condicionados por los factores de escala: por un lado, la fotointerpretación, como técnica en la que el cartógrafo participa activamente y decide lo que se cartografía, a partir de lo observado, sin apenas ningún tipo de tratamiento del objeto fotográfico. Y por otro lado, la teledetección, en la cual la aplicación a un tipo concreto de metodología de trabajo que limita la participación del cartógrafo.

Cuando se trabaja con las ortofotografías del ICC a 1:5.000 para el trabajo de fotointerpretación, enseguida se

observa que es posible la realización de cartografías extensas, abarcando grandes áreas. Por tanto es viable la realización de mapas regionales de estas estructuras.

Pero para el trabajo de teledetección, al aplicar el método del Realce Visual (ver metodología apartado 3.4.4), la cantidad de datos de detalle resultantes limita su aplicación a áreas relativamente reducidas.

Este resultado es inherente a la resolución del dato de partida que se utiliza. Las ortofotos tienen una resolución de pixel de 0,5 metros, y el procesado vía teledetección sobre una sola hoja 1:5.000 ofrece una cantidad de datos tan enorme (en este caso vectores que representan lineamientos estructurales) que no resulta práctico para el trabajo regional y por tanto se ha descartado.

Aún así, esta última técnica de trabajo da muy buenos resultados para zonas discretas.

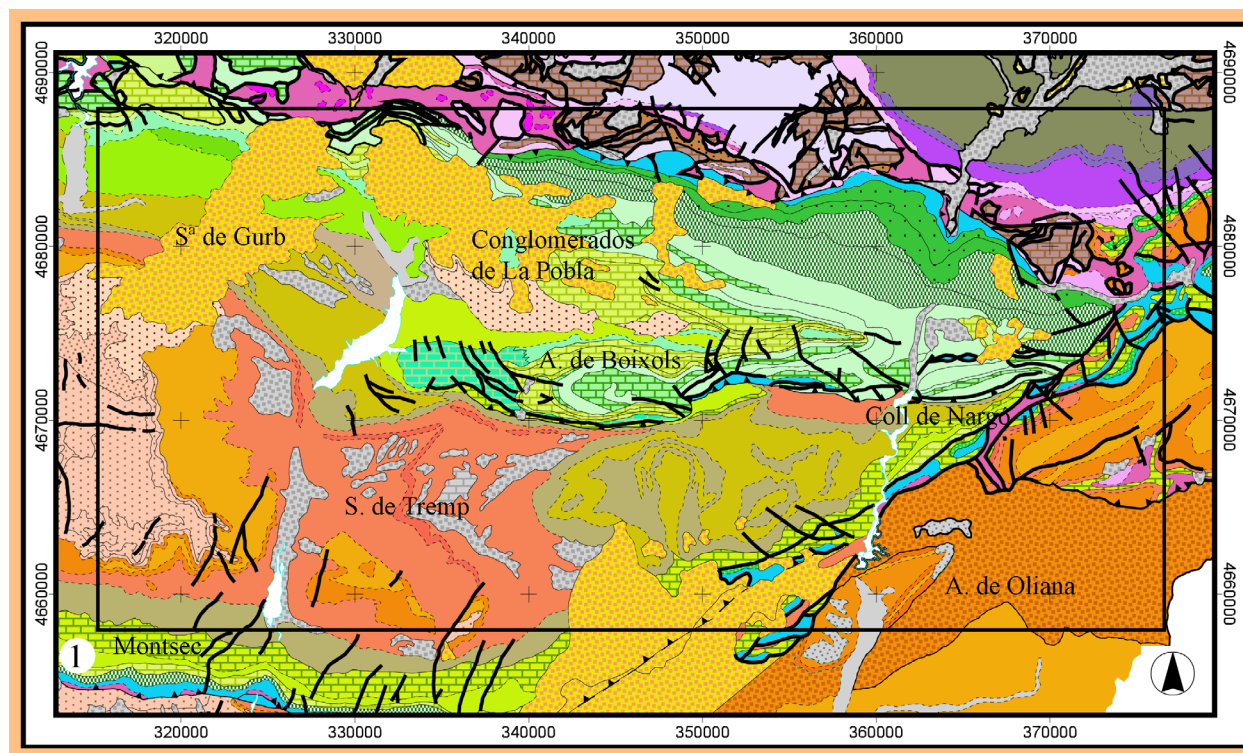


Figura 4.33: Plano geológico de posición de la interpretación fotogeológica general, indicada por el recuadro negro. Este recuadro representa la extensión geográfica de las figuras 4.37, 4.38, 4.39, 4.40 y 4.41. El punto 1 en la esquina inferior izquierda marca la posición de la figura 4.42. Mapa base tomado de la página web de la Confederación Hidrográfica del Ebro, ver metodología.

4.4.1 Fotointerpretación de la mesofracturación

En este apartado pretendemos generar un mapa de las lineamientos estructurales asociados a la deformación dextral, coherente con lo observado en campo, que contribuya a dar mayor sentido sobre el comportamiento general de este patrón de deformación.

La cartografía de estos lineamientos estructurales se ha realizado en un área de más de mil kilómetros cuadrados. El mapa de situación de la fig 4.33 indica la zona ocupada por dicha fotointerpretación. Se han cartografiado casi 2000 lineamientos. La cartografía se ha realizado en un sistema de CAD (Autodesk Autocad V. 2004), en un entorno SIG georreferenciado, dibujando los lineamientos estructurales directamente sobre el archivo informático de imagen. Esto permite su inmediata integración en el entorno SIG. Se han utilizado para este trabajo casi 200 de estas ortoimágenes. En los mapas generales también se han integrado para correlación las estructuras cartografiadas en campo en la zona de Coll de Nargó.

Como su propio nombre indica, el proceso de fotointerpretación lleva inherente la subjetividad del interpretador y por tanto la posibilidad de ingerencia en el resultado final (Wise, 1982). Por ello se intenta minimizar esta subjetividad ya durante el proceso de fotointerpretación, en vistas a aumentar la seguridad del resultado.

Para incrementar los parámetros de fiabilidad de la fotointerpretación, se han tomado *a priori* dos criterios cartográficos: cartografiar únicamente las estructuras que claramente se observen como tales (lineamientos marcados por cambios en la vegetación, desplazamientos entre capas, etc.), sin interpolación entre estructuras adyacentes ni hacia ningún área con perspectivas de continuidad. Sólo se cartografiaran estructuras allí donde realmente se observan.

La buena calidad de las ortoimágenes utilizadas incrementa la fiabilidad de la fotointerpretación en varios órdenes de magnitud, en comparación con los anteriormente comentados (ver propiedades de estas ortoimágenes en el apartado 3.3 de la metodología).

A la hora de realizar la fotointerpretación se comparan los datos cartográficos obtenidos en las campañas de campo con la señal de estas mismas estructuras en las ortoimágenes. Esto permite discriminar, en algunos casos fácilmente, algunas de las situaciones geomorfológicas en las cuales aparece claramente marcado este patrón de fallas.

Generalmente se dan tres tipos de situaciones: 1- desplazamientos diferenciales de capas con buzamientos altos; 2- desplazamiento de capas duras hacia zonas de materiales blandos, con posterior erosión diferencial; y 3- lineamientos en materiales duros y de buzamientos bajos en las que no se puede discriminar el desplazamiento. La primera y la tercera son las más habituales.

Desde luego la cartografía resulta imposible en las zonas en las que únicamente se encuentran materiales blandos, donde no es que no existan estas fallas, sino que parte la deformación es acumulada internamente por la propia reología de los materiales y hace que las fallas no sean tan discretas. Además los numerosos procesos de edafización, incluidos los antrópicos, impiden su observación (un claro ejemplo de esto se expone en la figura 4.34).

Las estructuras cartografiadas tienen dimensiones variables, que van de métricas a kilométricas. Ello es consecuencia de factores de escala y de la propia naturaleza discontinua y heterogénea de las estructuras a cartografiar. Al editar el mapa y superponerlo directamente sobre los archivos informáticos de imagen, se diluye el factor escala, ya que con un cambio de *zoom* varía la escala y por tanto la tipología de lo observado. Como resultado, la resolución del dato de partida (con 0.5 m de tamaño de pixel) permite observar estas imágenes tanto a escala 1:3000 como a escala 1:50.000 con los mismos excelentes resultados visuales.

En cuanto a la distribución de las estructuras a cartografiar, se comprobará rápidamente su carácter fractal y por tanto su dificultad de cartografiarlas con métodos de escala variable. Para que este problema técnico sea menos grave, se ha intentado cartografiar únicamente a dos escalas distintas, 1:20.000

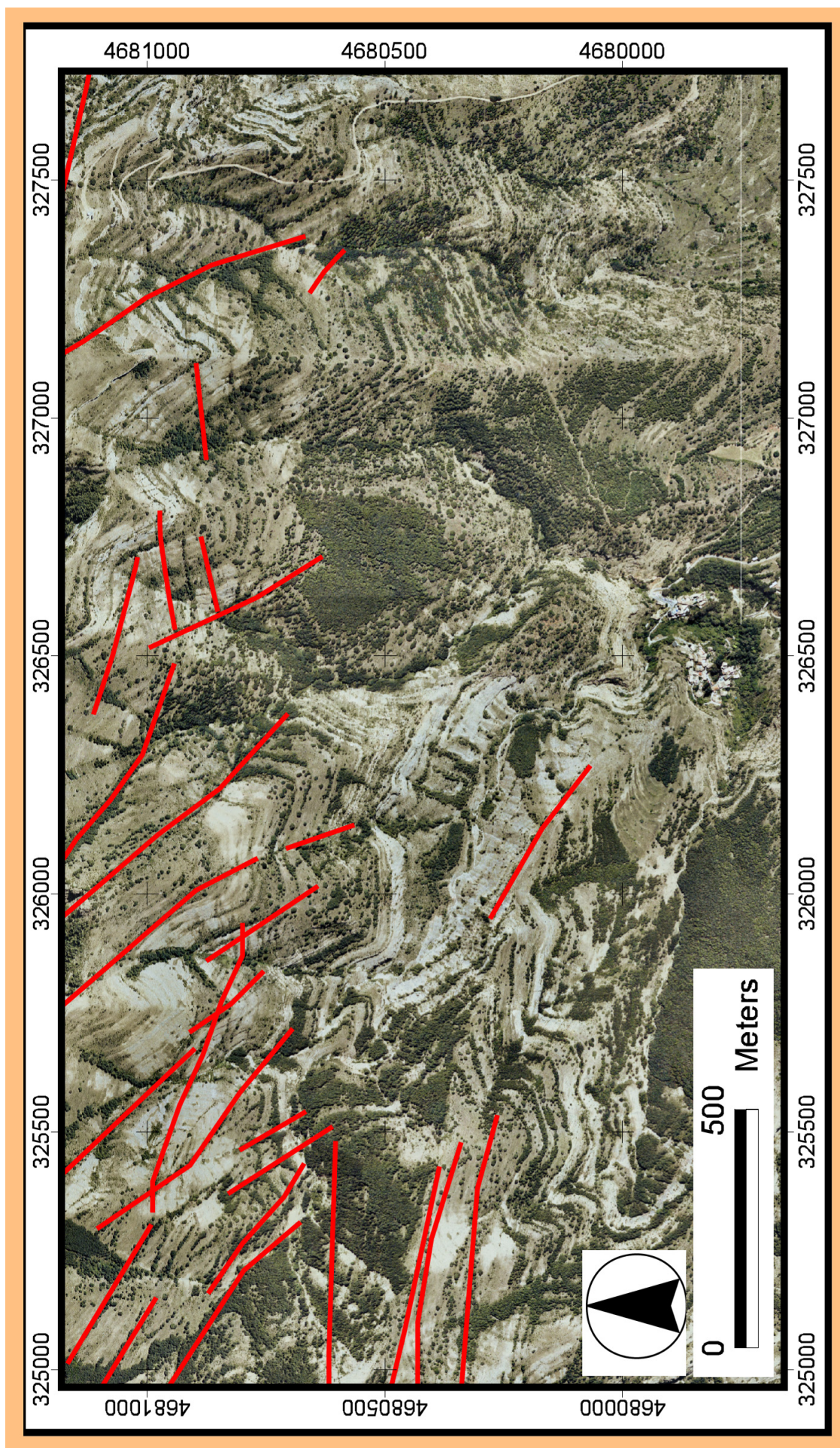


Figura 4.34: Esquema fotogeológico del margen E de los conglomerados de la sierra del Gurb en el que se representan en rojo algunos de los lineamientos existentes y que muestra como el paso de materiales duros al NW a blandos al SE provoca que no se observen en la zona SE los lineamientos cartografiados. Posición en la figura 4.39.

y 1:5.000, aunque no todas ha sido posible identificar a estas escalas.

Los objetivos de esta fotointerpretación son, por un lado la delimitación geográfica de este patrón de fallas y por otro comprobar la posible existencia de algún tipo de evolución lateral en estos trenes de estructuras. Durante el proceso, se han cartografiado todos los lineamientos estructurales observados sin discriminar ninguno; posteriormente se les ha atribuido un tipo estructural y/o jerarquía, en su caso. Ya en un entorno SIG se atribuye a cada vector una tipología, que se gestionan mediante bases de datos para su estudio (consultar metodología, apartado 3.4.1).

4.4.1.1 Comparación de lo observado en campo y en ortoimágenes

La cartografía estructural del área entre de Coll de Nargó y Can Betriu, realizada a partir de datos de campo, se ha superpuesto al conjunto de ortoimágenes correspondientes (fig. 4.5 y 4.8). La superficie real sobre la que se han realizado los trabajos de campo no supera los dos kilómetros cuadrados, mientras que el área sobre la cual se compara la señal es de más de 10 km cuadrados (fig. 4.35).

Hacia el S, el paso de materiales duros del Cretácico superior a materiales blandos del «Garum» hace que el seguimiento de la deformación en las zonas cultivadas del valle sea imposible. En sentido N, estas estructuras se continúan y cartografían perfectamente en las cuetas estructurales de los materiales carbonatados duros del Cenomaniense vertical o invertido. Estos lineamientos se marcan aquí como cambios rectilíneos en la vegetación y como incisiones topográficas. Estas lineamientos tienen orientaciones iguales a las observadas en campo. Más al norte se vuelven a encontrar igualmente estos lineamientos de manera profusa en los materiales blandos del Cretácico inferior, aunque generalmente de forma menos continua y clara.

Por ejemplo, los lineamientos de dirección N110 se pueden seguir a lo largo de kilómetros en dirección NW. Ya en la zona de los conglomerados de la Pobra, (figura 4.36) es notable la continuidad de

este motivo estructural en cuanto a direcciones de las fallas. En esta área, una característica diferencial es el aspecto anastomosado de este tren de estructuras, que en la zona de Coll de Nargó se expresa de manera más rectilínea.

Esta comparación de los datos cartográficos obtenidos en campo con la señal de lineamientos en las ortofotos permite afirmar que mediante fotointerpretación se pueden cartografiar y correlacionar estructuras asociadas a esta deformación transpresiva dextral.

4.4.1.2 Descripción del mapa de estructuras obtenido mediante fotointerpretación de ortoimágenes

Se presenta el mapa de lineamientos estructurales obtenidos mediante fotointerpretación a partir de ortoimágenes 1:5.000 (tamaño de pixel 0.5 metros). (figura 4.37). Este mapa es un documento de trabajo, al estar basado en un método de interpretación subjetivo. En cualquier caso es un documento que permite extraer y demostrar algunas ideas importantes sobre el probable comportamiento del conjunto de estructuras estudiadas en este apartado.

Aproximadamente se han cartografiado casi 2000 lineamientos estructurales, cuya longitud es muy variable, dado el comportamiento fractal de este tipo de estructuras y la alta resolución de las ortoimágenes de partida. La mayor parte de ellas son atribuibles con pocas dudas a fracturas asociadas a deformación transpresiva dextral, con zonas locales de desplazamiento principal de dirección N110, totalmente compatibles con lo observado en campo. Estas estructuras de carácter llamativamente rectilíneo cruzan en este mapa parte de la Unidad Surpirenaica Central, y Cuenca del Ebro.

En general el buzamiento de los planos de falla tiende a la vertical, pues se puede comprobar por la cartografía que casi nunca toman forma de "V" en los valles.

Otra característica que resalta inmediatamente es que estas fracturas no tienen una distribución homogénea, sino que aparecen en algunas zonas y no en otras. Esto puede ser debido a la relación

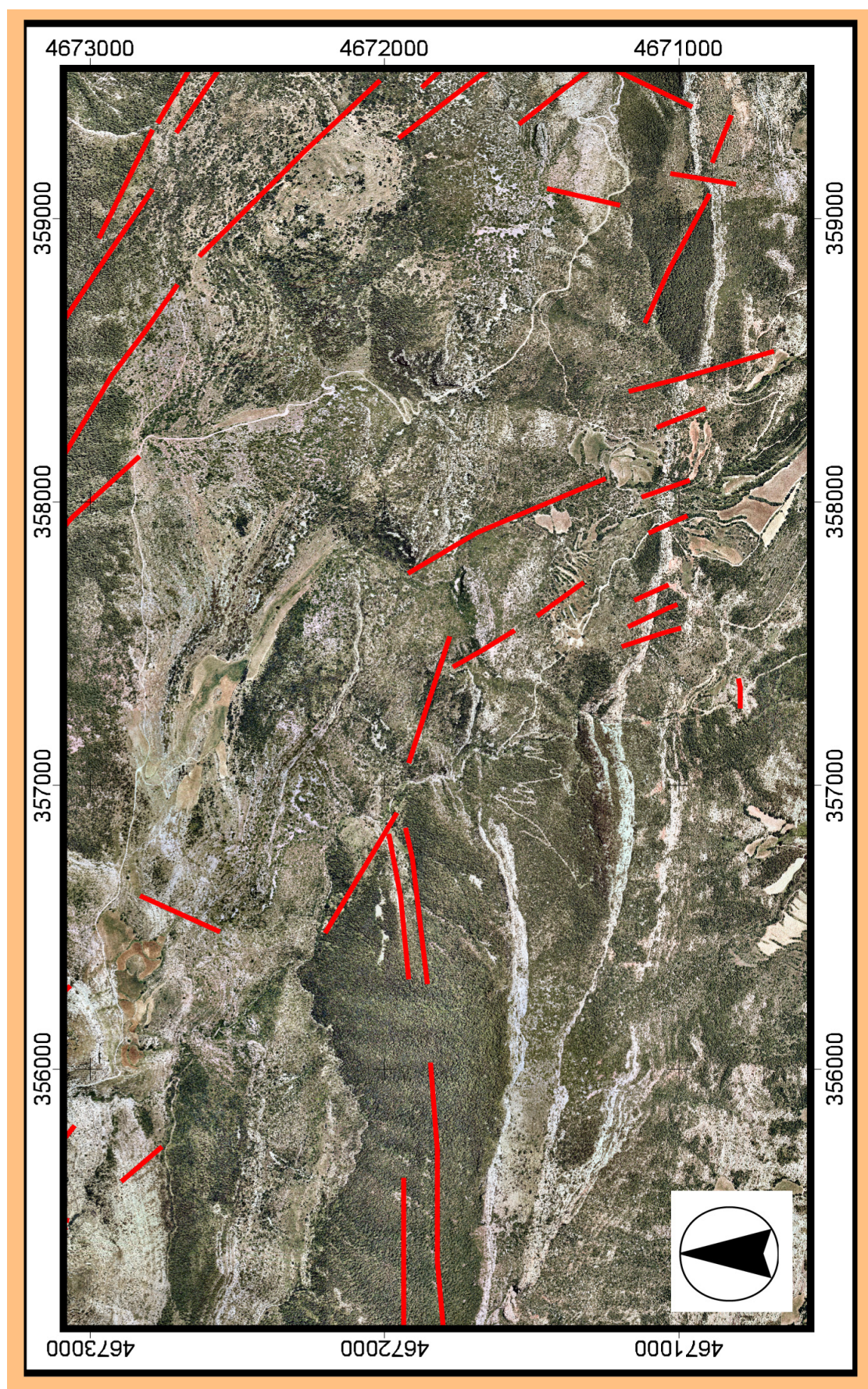


Figura 4.35: Ortofotomontaje en la zona del sinclinal de Culles. Se han interpretado algunos de los lineamientos fotogeológicos más evidentes, aunque no todos. La comparación con los esquemas estructurales de campo de la zona en las figuras 4.5 y 4.8 permite correlacionar los distintos lineamientos fotogeológicos con fallas cartografiadas. Además, las orientaciones principales de los lineamientos fotogeológicos tienen direcciones idénticas a las fallas cartografiadas en esta zona. Posición en la figura 4.39.

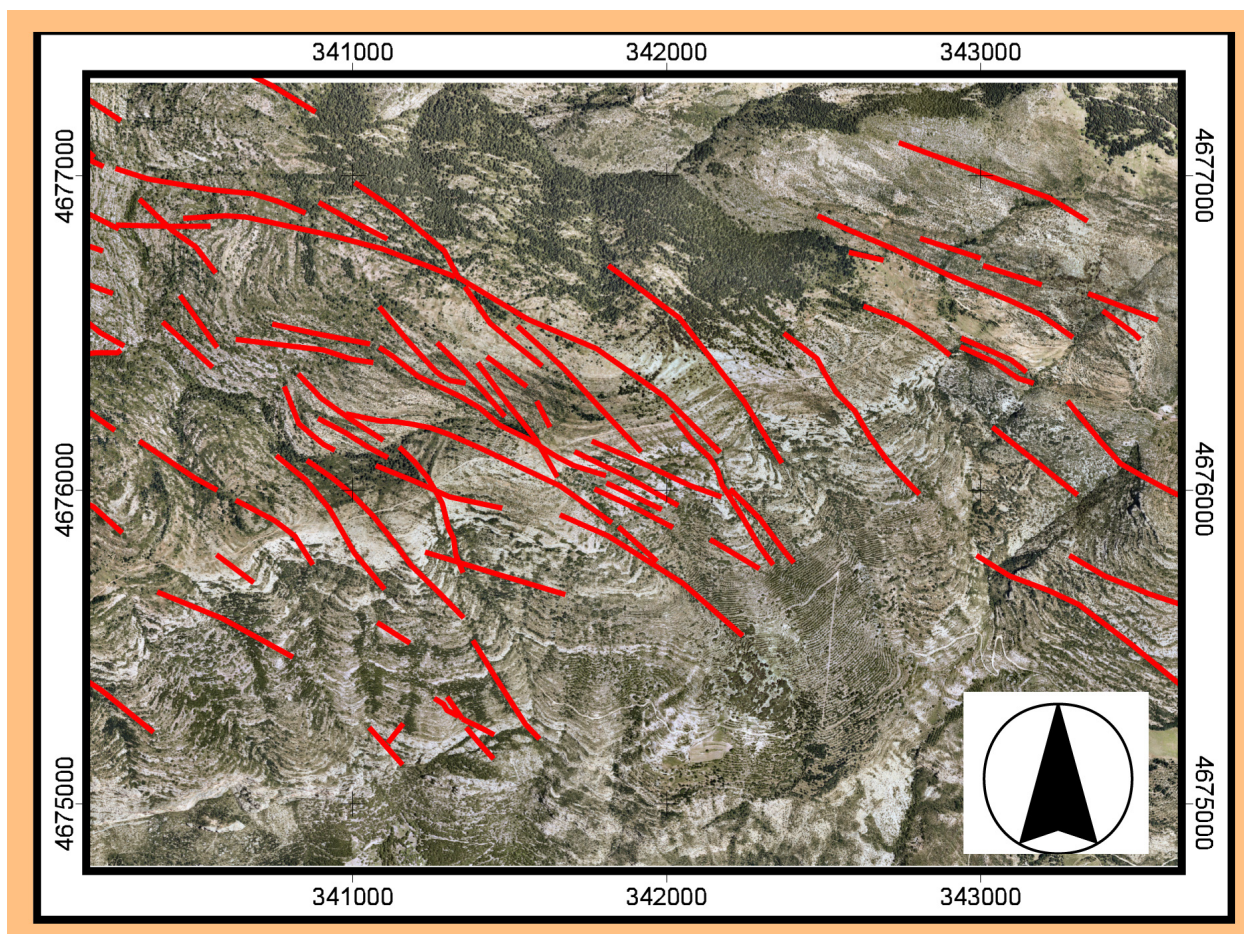


Figura 4.36: Conjunto de lineamientos estructurales cartografiados a partir de ortofotografías. La dirección del conjunto de morfología cartográfica anastomosada es similar a las fallas dextrales N110 cartografiadas en Coll de Nargó. Las de morfología rectilínea son también coherentes en dirección con las de Coll de Nargó. Posición en la figura 4.39.

litología-vegetación en algunas zonas; pero en otras zonas, donde las condiciones de observación son favorables, estas estructuras no se observan, lo que tiene que ser atribuido al propio comportamiento del conjunto de fallas.

Como hemos comentado, estos patrones de fracturación no se identifican con facilidad en las zonas en las que predominan materiales dúctiles, arcillosos o margosos (como por ejemplo el «Garum» de la Cuenca de Tresp, o las margas del Cretácico superior al norte de Tresp, o las margas del Cretácico inferior de la cuenca de Orgañá), ya sea por la facilidad de edafización o por la propia reología de estos materiales que distribuye aun más la deformación interna.

En otras zonas, la gran cantidad de cobertura vegetal, que en algunos casos forma bosques densos, impiden ver casi cualquier tipo de lineamiento estructural. La figura 4.38 presenta un mapa con los lineamientos estructurales cartografiados y un código de colores de fondo

que permite reconocer algunas de estas propiedades del substrato que impiden la cartografía. En cualquier caso, que estas estructuras no aparezcan en el mapa de lineamientos no significa no existan, sino que no se aprecian con la metodología cartográfica aplicada.

Existen zonas estudiadas en campo en donde estas estructuras no aparecen (ver figura 4.19). Ello nos habla de la propia naturaleza del conjunto de fallas. En la zona de la Sierra del Gurb, ver fig 4.37, se aprecian condiciones litológicas y de vegetación e incluso pendiente significativamente similares a lo largo de más de 15 km, en donde se observa una distribución geográfica bien diferenciada de las estructuras con dirección N110, que aparecen agrupadas en bandas de deformación particulares. Este mismo fenómeno se repite además en otros lugares, en los que las estructuras se concentran en bandas de deformación y dejan zonas entre ellas no tan afectadas por la deformación.

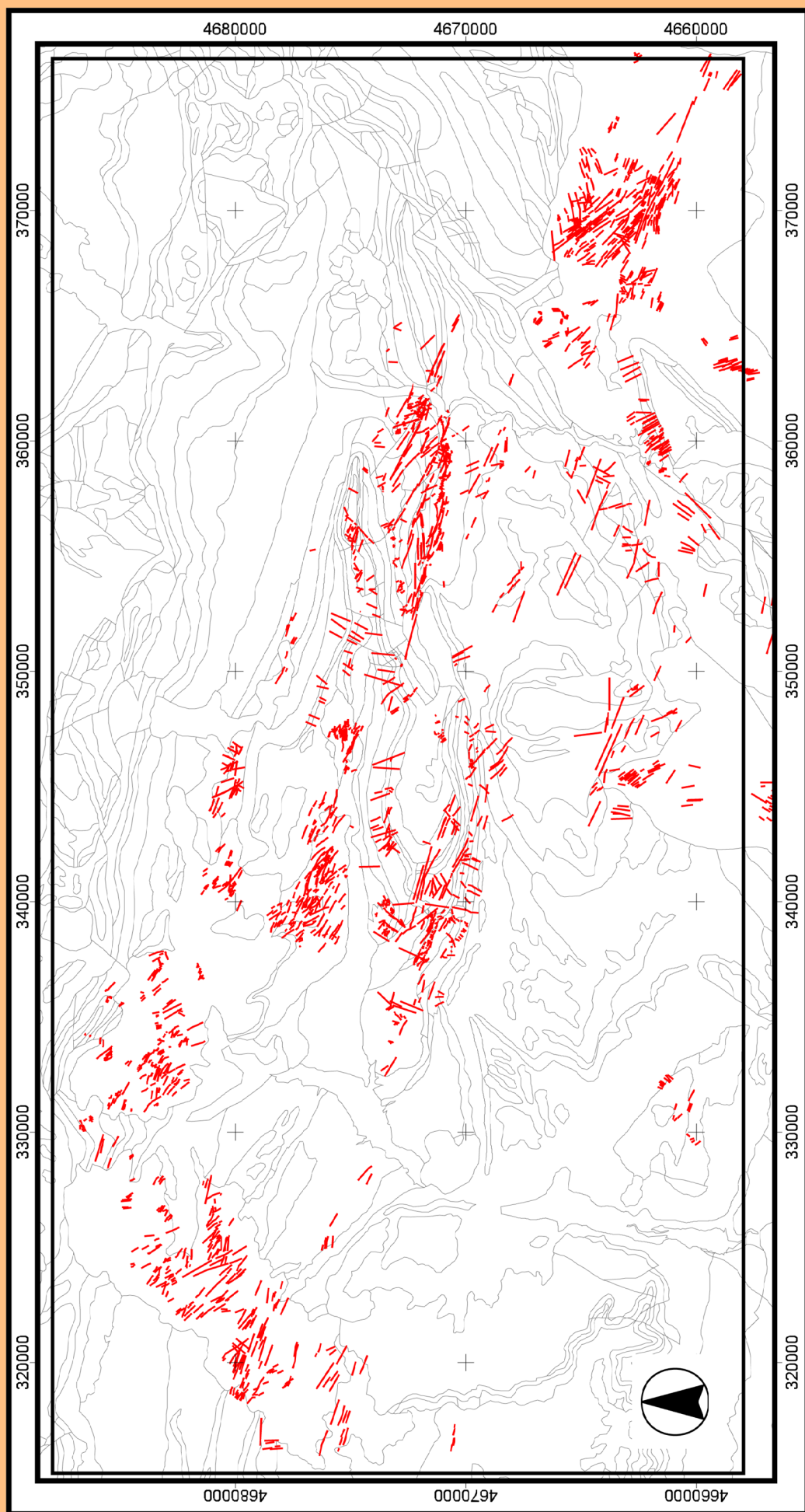


Figura 4.37: Mapa de lineamientos estructurales (en rojo) realizado sobre ortofotografías 1:5.000 del ICC. Los contactos geológicos proyectados de fondo han sido tomados del mapa geológico 1:250.000 de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología, apartado 3.3).

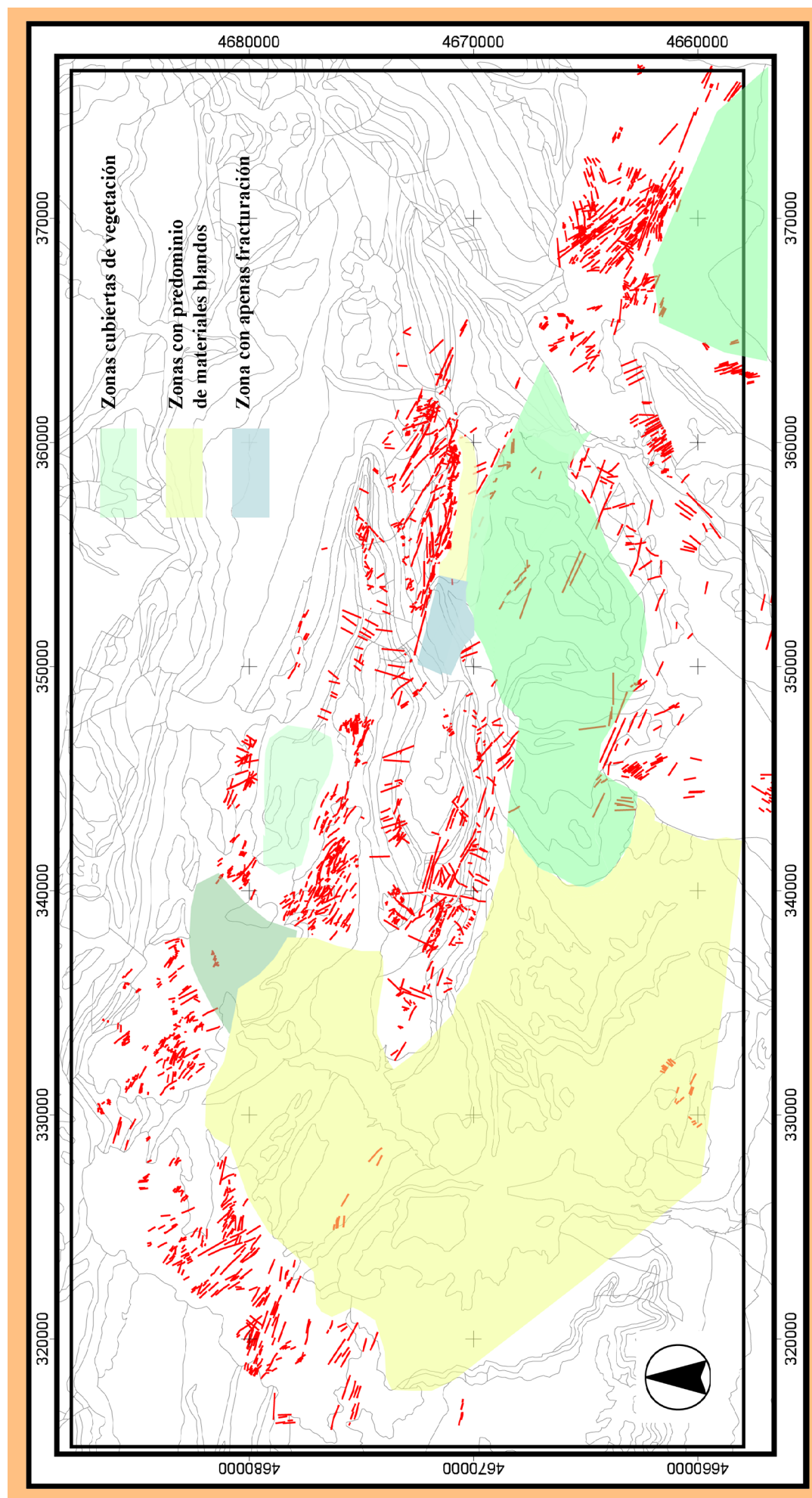


Figura 4.38: Mapa de lineamientos estructurales (en rojo) y características del sustrato en los lugares en los que no aparecen lineamientos estructurales. Realizado sobre ortofotografías 1:5.000 del ICC. Esta cartografía de propiedades de sustrato es muy aproximada. Los contactos geológicos proyectados de fondo han sido tomados del mapa geológico 1:250.000 de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver meto dología, apartado 3.3).

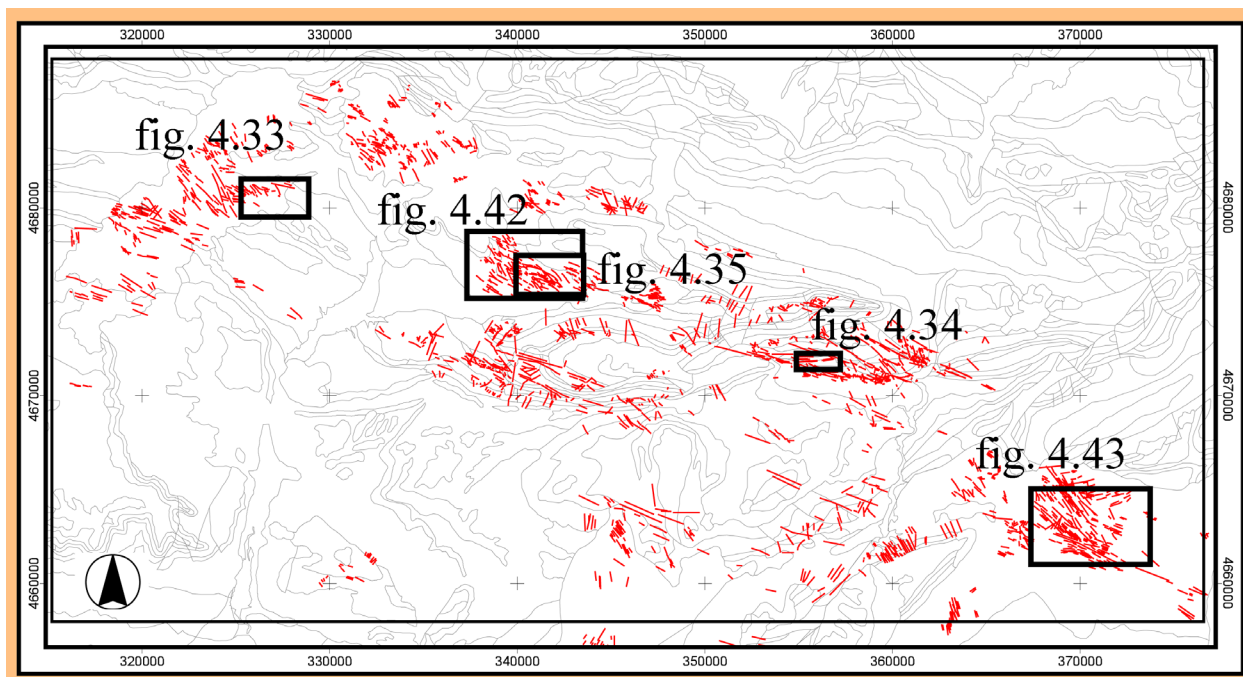


Figura 4.39: Plano de posición de las figuras 4.33, 4.34, 4.35, 4.42 y 4.43.

Ateniéndonos a esta distribución de los lineamientos estructurales cartografiados no homogénea, sino concentrada en unas direcciones principales y en zonas determinadas, hemos realizado un nuevo mapa. En este mapa se diferencian las direcciones semejantes por colores (Fig. 4.40). Claramente se observa en la imagen que las direcciones que predominan son dos: las de orientación N110 y las de orientación N140. A partir de estas observaciones, resulta fácil generar una correlación de estas bandas de deformación en función de las direcciones preferentes. En el mapa de la fig. 4.41 se presenta el resultado de esta correlación, en la cual se pueden observar una serie de bandas de cizalla dextral.

Además de estas dos orientaciones predominantes, también se observa una zona preferencial de acumulación de lineamientos con dirección N85 aunque únicamente al norte del anticlinal de Oliana. Atribuimos a fallas dextrales con salto predominante en dirección y componente inversa las estructuras con esta orientación, por correlación con estructuras observadas en el campo.

Para las estructuras de dirección N 110 se han podido correlacionar con detalle tres de estas zonas, que presentan una anchura cartográfica de unos 2.5 km, aunque en algún lugar sobrepasen

los 3 km. Estas bandas de cizalla se encuentran separadas entre sí por zonas, con mucha menos concentración de este tipo de estructuras, que presentan una anchura cartográfica próxima a los 2 ó 2.5 km.

Las zonas de separación entre bandas presenta patrones de fracturación importante en algunos lugares, aunque no siempre. Esta fracturación entre bandas se resuelve fundamentalmente en estructuras dextrales de dirección general N 140 que al igual que las descritas en los afloramientos de Coll Piqué responden al concepto de *Riedel-within-Riedel structures* de Tchalenko y Ambrayes (1970). En cuanto a su longitud, se siguen en su dirección por bastante extensión en el área de estudio, sin desviarse prácticamente nada.

La longitud de estas cizallas en el área de estudio alcanza más de 60 km. En ningún caso se ha observado que estas bandas de cizalla finalizaran. Dos de estas bandas de correlación estructural, las de correlación más clara y con mayor número de observaciones que hacen más fiable su existencia en la forma propuesta, se han denominado banda de Carreu norte y banda de Carreu sur. Las estructuras cartografiadas entre Coll de Nargó y el sinclinal de San Maximí estarían todas incluidas en la banda de Carreu norte.

Para las estructuras de dirección N140 también se observan zonas de concentración que pueden ser correlacionadas, aunque la longitud de estos carriles de deformación o bandas de cizalla dextra es mucho menor. Su anchura cartográfica es más variable, ya sea por problemas de observación o por las propias características intrínsecas de este tipo de fracturas. Aun así se pueden medir anchuras cartográficas de más de 2 km y longitudes que superan ampliamente los cinco kilómetros.

En la zona del Montsec, desde el pantano de Canelles en el Noguera Ribagorçana al oeste, pasando por los afloramientos clásicos de La Pasarella en el Noguera Pallaresa, y más hacia el este hasta Comiols, se ha observado en la ortofotografías el mismo patrón de estructuras asociadas y coherentes con los trabajos de campo presentados anteriormente (fig. 4.42).

No se han incluido aquí dos zonas que se podrían echar de menos: por un lado, el núcleo del sinclinorio de Tremp, en el cual afloran principalmente materiales arcillosos del «Garum» que hacen muy difícil las observaciones; por otro lado, no se han incluido las Sierras Marginales, por considerarse suficientes para los objetivos de este trabajo los resultados obtenidos en las zonas estudiadas.

4.4.1.3 Evolución lateral de estas estructuras

Estas estructuras complejas, vistas en planta y en detalle, presentan diferentes características morfológicas. Así, en la USC y en la cuenca del Ebro se observan claramente distribuciones distintas de la deformación tardía.

En la USC en general, las bandas de deformación tienen un claro carácter anastomosado, independientemente de la orientación cartográfica (fig. 4.43).

Sin embargo, cuando estas cizallas dextrales con morfología anastomosada atraviesan zonas con importante erosión, en las que por tanto están expuestos niveles estructurales inferiores, pasan de manera gradual a morfologías rectilíneas.

Esta evolución lateral es evidente en la estructura de Boixols. Al atravesar esta antiforma, los carriles de deformación, independientemente de su tipología, comienzan a adoptar morfologías rectilíneas en aquellos lugares en los que la erosión ha disminuido el espesor total de la serie alóctona (ver fig. 4.41).

Otra característica general de la morfología de detalle de estas estructuras es su cambio de comportamiento en el tránsito desde la USC a la Cuenca del Ebro. Aquí, en un límite aparentemente brusco, las mismas fallas pasan de morfologías anastomosadas a rectilíneas, siendo éste patrón el dominante en la parte estudiada de la cuenca del Ebro (ver fig. 4.41 y 4.44).

Estas observaciones indican que la morfología cartográfica de estas fallas está directamente relacionada con la distribución de niveles estructurales y con la propia morfología 3D de estas estructuras.

Así, en el caso de la USC, el paso de zonas con gran potencia (niveles estructurales altos) a poca potencia en vertical por encima de los niveles de despegue (niveles estructurales bajos) queda reflejado en la morfología cartográfica del patrón estructural, que pasa de anastomosado a rectilíneo. La erosión ha descubierto niveles más profundos de estas bandas de deformación que tridimensionalmente tienden a unirse en profundidad en carriles más discretos (ver apartado 2.5.6). En el caso de la cuenca del Ebro, posiblemente se relacione con el cambio en la potencia de los niveles de despegue al pasar de la USC al autóctono del Ebro.

4.4.1.4 Estudio de la morfología cartográfica de estas estructuras

A escala regional (ver fig. 4.41), las bandas de cizalla rectilíneas, dextrales y de dirección N110 se disponen claramente *en échelon*; además, su distribución corresponde a un patrón morfológico escalonado a la izquierda (*left-stepping*). Esto último, unido al hecho de que (por comparación con las estructu-

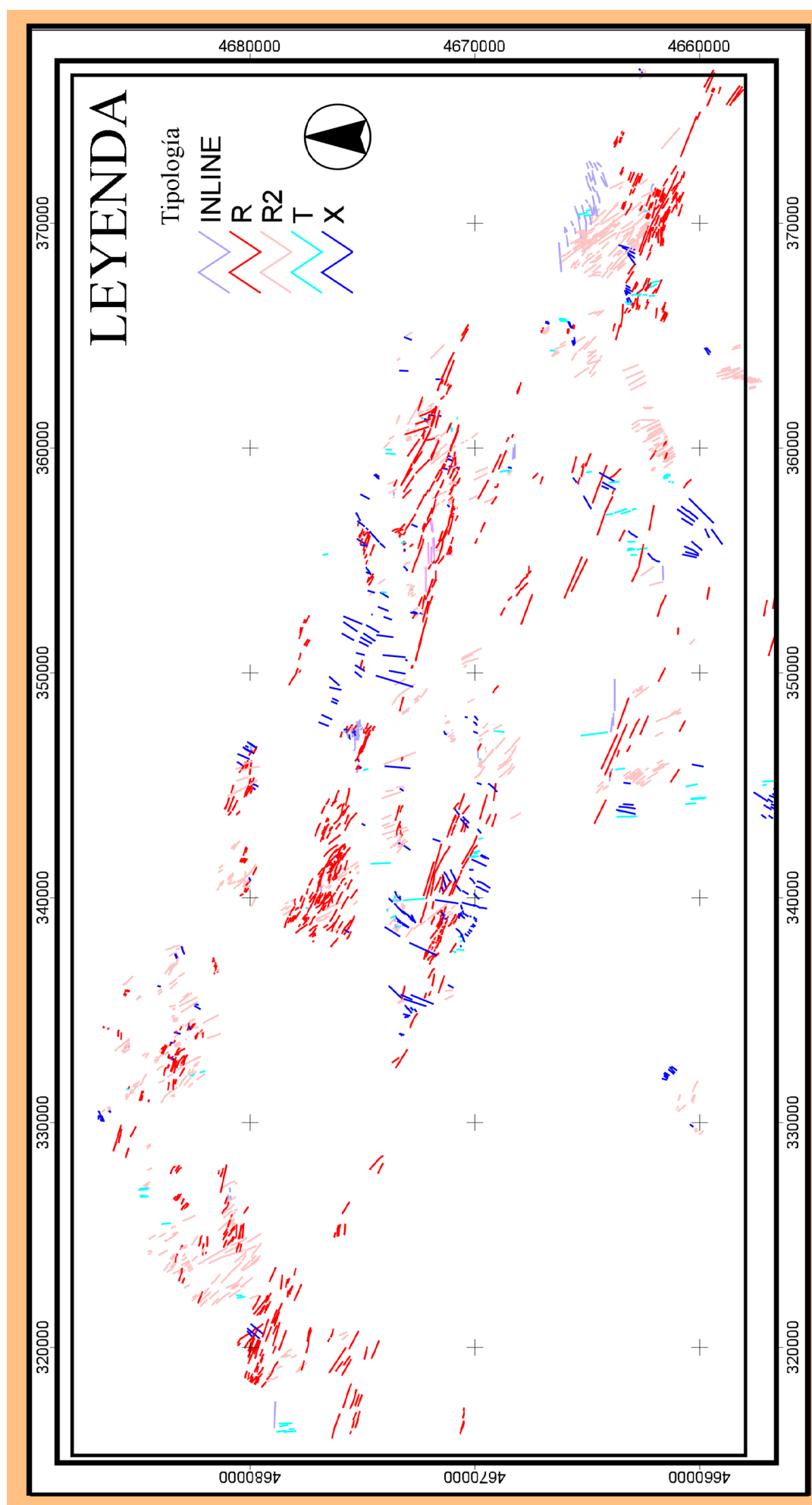


Figura 4.40: Mapa de interpretación de los lineamientos estructurales cartografiados a partir de ortofotografías. Se han asignado tipologías a los distintos lineamientos en función de su orientación y correlación con las estructuras cartografiadas en campo. Los contactos geológicos proyectados de fondo han sido tomados del mapa geológico 1:250.000 de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología, apartado 3.3).

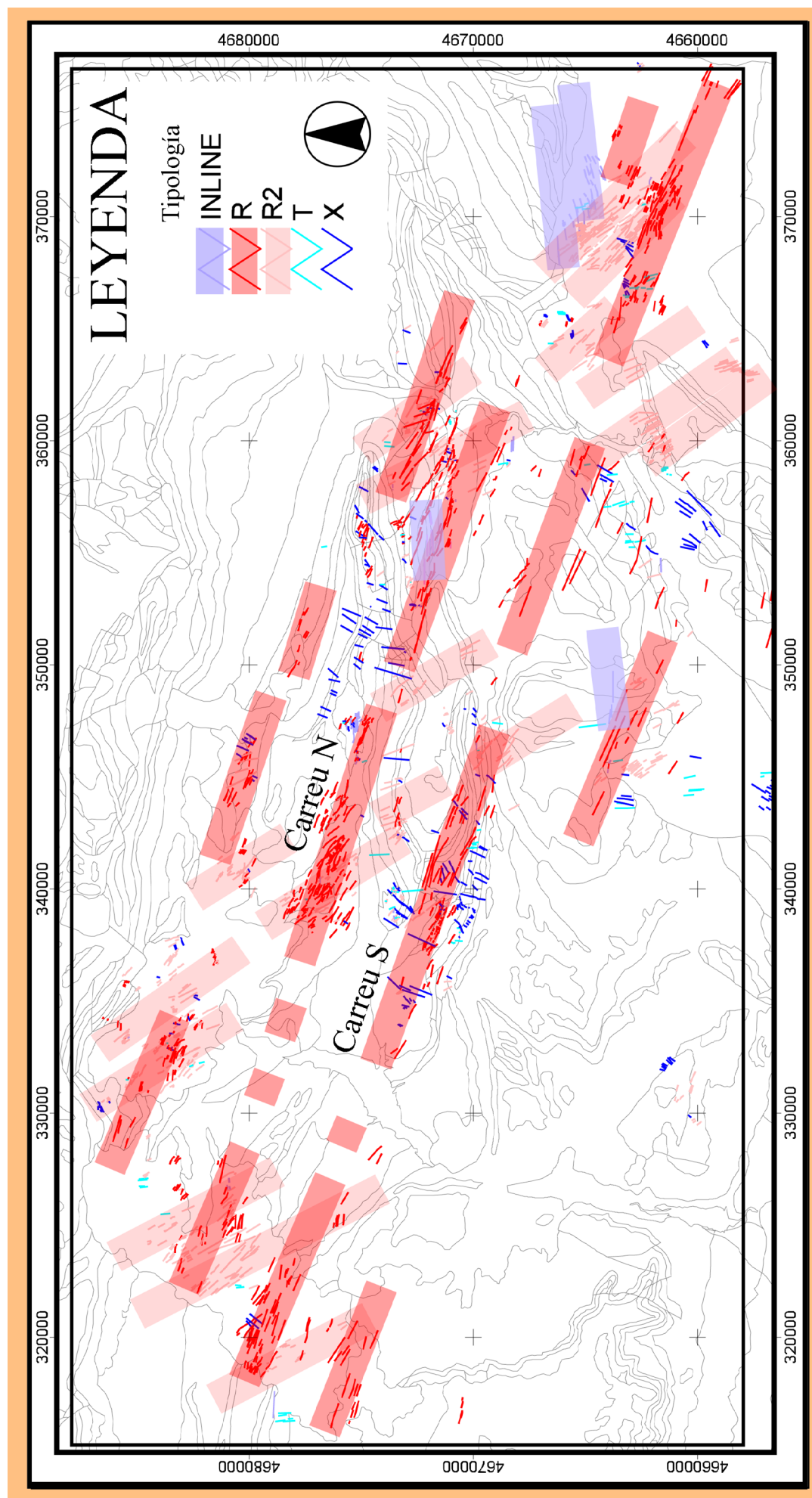


Figura 4.41: Correlación de bandas de deformación a partir de la atribución tipológica de lineamientos estructurales de la fig. 4.41. Los contactos geológicos proyectados de fondo han sido tomados del mapa geológico 1:250.000 de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología, apartado 3.3).

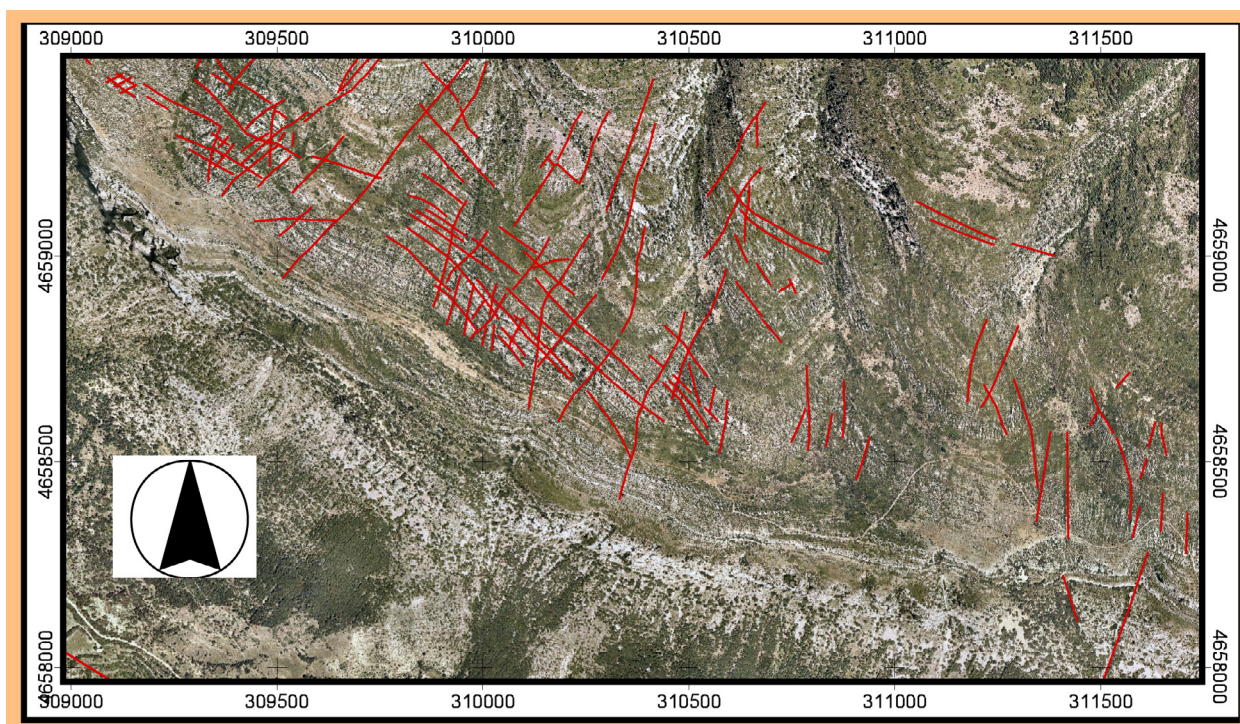


Figura 4.42: lineamientos estructurales en el flanco norte del cabalgamiento del Montsec a partir de la interpretación de ortofotografías.

ras cartografiadas en campo) cada una de estas bandas de cizalla tiene un comportamiento dextral con componente inversa, justifica su atribución tipológica a estructuras de tipo Riedel (R).

Las fallas dextrales con orientación N140 y ligera componente inversa que aparecen tanto en campo como en las ortoimágenes, se atribuyen a estructuras Riedel de segunda generación (R2) respondiendo al concepto de *Riedel-within-Riedel structures* de Tchalenko y Ambrayes (1970).

La atribución de las estructuras de orientación N85 a la tipología de estructuras denominadas *in line*, se justifica al comparar la elipse de deformación infinitesimal teórica con la distribución de las estructuras Riedel en la Unidad Surpirenaica Central. Las estructuras N85 muestran relaciones angulares coherentes con respecto a las estructuras R, además el comportamiento predominantemente dextral observado en campo también es coherente con esta tipología.

Todo ello indica que es probable la existencia de una cizalla mayor, zona principal de desplazamiento (PDZ o Y), en algún lugar al norte, que tendría un comportamiento dextral con componente inversa, sería de mayor rango que las observadas hasta ahora y de orientación similar a las denominadas *in line*. Es de

suponer por tanto que las estructuras de tipo R se debiliten y se hagan menos importantes en dirección SE, y todo lo contrario en dirección NW.

Se han correlacionado parcialmente tres de las bandas R de cizalla dextral (Fig. 4.41). Por el momento, dentro de la zona de estudio el patrón observado es regular y consistente, y parece continuar al norte y al sur. Por ejemplo, veasé la banda de deformación de tipo R situada al sur del denominado *banda de Carreu Sur*, no correlacionada en dirección N110 por existir un hueco de correlación de casi 24 Km.

Este carril pasa al W del anticlinal de Oliana y por las láminas de Peramola, y sería posible correlacionarlo hacia el NW con la estructura tipo R situada más al sur de la sierra de Gorp. Entre medias, su trazado pasa por el domo de Isona y el sinclinorio de Tremp, zonas poco favorable para la detección de estas fracturas (la primera con abundante vegetación boscosa y la segunda con materiales blandos en facies lutíticas de la F. Tremp, ver fig. 4.38).

Las relaciones de cruce entre las fracturas tipo R2 y las de tipo *in line* con respecto a las de tipo R pueden observarse en esta zona al menos en dos ejemplos

claros, uno al NW de Abella (fig. 4.43) y otro al NE de la estructura antiformal de Oliana (figura 4.44).

Al NW de Abella, una cizalla de tipo R2 incipiente cruza sobre el desarrollo anastomosado de una de las cizallas de tipo R. Aunque los límites cartográficos de las bandas de deformación no están bien definidos por su propia naturaleza, parece que a ambos lados de la cizalla N110 de tipo R no hay desplazamiento apreciable en dextral de la R2. Se confirma que los movimientos son pequeños, coherentes con lo observado en campo.

De igual manera, al NE del anticlinal de Oliana (fig. 4.44) se observa el desarrollo claro de una zona de fracturación de tipo R de dirección N110 y a aproximadamente 30 grados el de una zona de cizalla sintética de tipo R2. Hacia el norte se ve como aparece también un carril de deformación sintético de tipología *in line*. Aparentemente no hay desplazamientos relativos ni de las *in line* ni de las R2, sin embargo gran parte del cortejo de estructuras está presente. La banda de cizalla R situada más al sur parece cortar a la banda de cizalla R2, pero la gran cantidad de vegetación y bosque de su margen sur no permite evaluar la existencia o no de posibles desplazamientos.

Si hubiera que asignar una evolución temporal a estas tres cizallas, parecería que lo primero que sucede es la actividad de las *in line* y las R2 que no presentan relaciones claras de cruce entre ellas. La actividad de la R sur sería la más tardía de todas, al cortar o por lo menos interrumpir la traza de la R2. Alternativamente, también podría ser que la R2 fuese la última estructura en generarse, y terminarse bruscamente en la R al sur y la *in line* al norte que constituirían anisotropías previas. Resulta en todo caso muy aventurado afirmar cualquiera de las hipótesis ya que no parece haber una secuencia genética única.

En cualquier caso lo que sí parece claro es que para las estructuras de carácter tardío no parece haber desplazamientos significativos de unas estructuras con respecto a otras a esta escala. Ello es coherente con los pequeños des-

plazamientos observados en el campo, a pocos kilómetros de aquí, en la continuación de estas bandas hacia el NW en Coll de Nargó.

Es muy difícil ver desplazamientos discretos en este tipo de estructuras direccionales en estos materiales, ya que se necesitarían marcadores cinemáticos verticales (ejes de estructuras o capas verticales) no orientados en la misma dirección de la cizalla, que permitan correlacionar en la horizontal. Por tanto estos marcadores idealmente deberían ser perpendiculares a la dirección N110.

4.4.1.5 Resumen de lo aportado por esta cartografía

En la cartografía sobre ortofotografías hemos comprobado que existe una serie de bandas de cizalla dextrales, rectilíneas, *en échelon*, escalonadas a la izquierda, que en el área de trabajo tienen una longitud de más de 60 km y una anchura cartográfica de hasta 3 km.

La fracturación observada se distribuye en diversas bandas de deformación, las principales de dirección N110 (de tipología R), que desarrollan todo un patrón asociado de cizallas de dirección N140 (tipología R2). Aparecen tanto en la USC como en los Pirineos Orientales y en la cuenca del Ebro. Estas bandas ya habían sido detectadas a partir de los trabajos de campo, aunque en menor dimensión.

El conjunto de estructuras cartografiadas dan una distribución típica en los regímenes de deformación por transpresión dominados por cizalla simple.

Una de estas bandas de deformación mayor, denominada Carreu norte corresponde en su práctica totalidad con lo cartografiado en campo entre Coll de Nargó y el extremo W del sinclinal de San Maximí. A partir de esto se aproxima un salto en dirección mínimo para la banda de Carreu norte de más de 1600 metros. Este salto mínimo es solo el acumulado a partir del sumatorio de los desplazamientos parciales de las fallas tipo R cartografiadas en campo.

Asociado a esta deformación, la cartografía de ortoimagen ha permitido detectar una banda de deformación de



Figura 4.43 a: Figura 4.43 b sin interpretar. Morfología anastomosada de una banda de deformación tipo R en los conglomerados de la Poblá. Localización en la figura 4.39.



Figura 4.43 b: Morfología cartográfica anastomosada de una banda de deformación tipo R en los conglomerados de la Poblá. Se observa la clara interferencia de estructuras de tipo R y R2. Leyenda en la fig. 4.40. Localización en la figura 4.39.



Figura 4.44 a: Figura 4.44 b sin interpretar. Morfologías cartográficas rectilíneas de carriles tipo R, R2 e *in line* en los conglomerados de la Fm. Solsona al NE de Oliana. Localización en la figura 4.39.



Figura 4.44 b: Morfologías cartográficas rectilíneas de carriles tipo R, R2 e *in line* en los conglomerados de la Fm. Solsona al NE de Oliana. Los colores de los lineamientos son los mismos que los de la fig. 4.40 y la localización en la figura 4.39.

dirección N85 (tipología *in line*), que junto con la existencia de las bandas R y R2 permite suponer la existencia de una PDZ en algún lugar hacia el norte con orientación similar a las estructuras tipo *in line*.

La traza de estas estructuras corta todas las unidades estratigráficas presentes en el área de trabajo. Su morfología en planta muestra estar condicionada por la variación en los niveles estructurales

que atraviesan y por la distinta configuración regional de subsuelo existente.

No se ha encontrado en el área de trabajo la terminación de estas estructuras. La observación de estas estructuras mediante esta técnica de trabajo está condicionada por la litología y por la vegetación. Los datos obtenidos son totalmente coherentes con los trabajos de campo realizados en dichas zonas.

4.5 Trabajo con modelos digitales del terreno (MDT)

El siguiente nivel de observación a escala más general en la USC está constituido en este trabajo por el uso de los modelos digitales del terreno (MDT) como información base para la teledetección e interpretación de patrones de fracturación.

En los MDT se utiliza el concepto de lineamiento geomorfológico como posible elemento representativo de una estructura. La presencia de lineamientos geomorfológicos, a esta escala de trabajo y en esta zona, es poco probable que corresponda a actividades antrópicas. En cualquier caso, cuando se han reconocido p. ej., desmontes para carreteras, se han evitado. También se han filtrado "lineamientos" que pudieran responder a características geológicas no estructurales, (p.ej., líneas de capa). Por tanto, a los lineamientos restantes retenidos se les otorga un origen estructural.

4.5.1 Realización de un mapa de lineamientos estructurales a partir de los modelos de elevaciones sombreados

Estos lineamientos se han cartografiado con una participación activa del interpretador, a pesar de utilizar también métodos teledetectivos (Método de Realce Visual, ver metodología apartado 3.4.4). En el resultado final (fig. 4.48) se funden en un mismo resultado los datos obtenidos mediante la suma de dos técnicas de trabajo. Se toma esta decisión porque las características del patrón es-

tructural no varían de manera importante. Los lineamientos observados mediante teledetección suelen ser más largos y numerosos que si vemos sólo el modelo de elevaciones sombreado, pero las directrices y características son similares.

Para este trabajo se han utilizado los modelos digitales del terreno del ICC a escala 1:25.000, con un dato de cota topográfica cada 25 metros. Las hojas utilizadas han sido la 213 (-3 y -4), 214-3, 251(-1, -2, -3 y -4), 252 (-1, -2, -3 y -4), 253 (-1 y -3), 289 (-2 y -4), 290 (-1, -2, -3 y -4), 327 (-2, -3 y -4) y 328 (-1, -3 y -4). Se cubre un área aproximada de 3.325 km² (figura 4.45)

La resolución de los datos de origen condiciona las observaciones en el MDT, ya que lo observado ha de ser igual o mayor que el dato mínimo, en este caso 25 m. Por eso no se utilizan los MDT a 1:200.000 (un dato cada 200 metros) y 1:50.000 (un dato cada 50 metros), por estar ya implícitos en el MDT a 1:25.000. Por tanto, lo que podremos observar es la expresión geomorfológica de estructuras que tienen dimensiones horizontales iguales o superiores a un dato cada 25 m. Hay que señalar también que la superficie total modelizada disminuye de norte a sur. Por tanto, la diferente cantidad de área de estudio en dirección N-S se ha de tener en cuenta al realizar cualquier inferencia sobre el patrón evolutivo de los sistemas de fallas. Sólo serán comentados los patrones de cambio muy evidentes en dicha dirección.

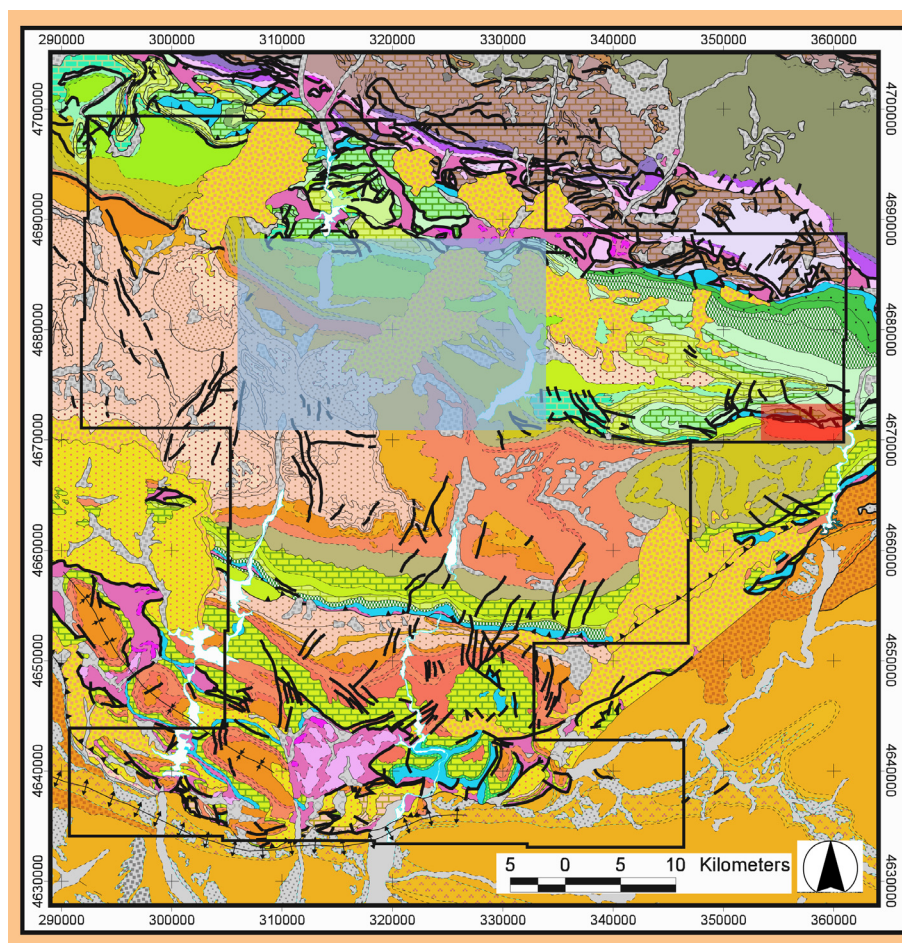


Figura 4.45: Plano de posición de los MDTs utilizados para cartografiar lineamientos estructurales. En rojo, hacia el E está representado el área de la fig. 4.47a y en azul la posición de la fig 4.47 b. Mapa tomado de la página web de la Confederación Hidrográfica del Ebro, ver metodología.

A partir de los MDTs se han realizado modelos de elevaciones sombreados (ver metodología, apartado 3.2.1) en los que se ha atribuido una posición del sol no real de orientación N320 y 45° de elevación. Se ha hecho esta elección empíricamente ya que es una iluminación que permite visualizar bien los lineamientos a estudiar. El color de fondo elegido es RGB 255, 234, 190. Estos mapas se han exportado uno a uno a escala 1:20.000 como imágenes informáticas de tipo TIF a resolución 300 ppp. Después se han eliminado distorsiones artificiales en los bordes de los mapas y se han montado todos los mapas en un solo archivo de imagen sin distorsiones (fig. 4.46).

La teledetección e interpretación se han realizado en un programa Adobe Photoshop Tm específico de tratamiento de imagen. En este programa, la calidad de la visualización y las posibilidades genéricas de manipulación de las imágenes que no sean rutinas específicas de teledetección son mayores y más sencillas que en los SIG (ver metodología).

Una vez finalizada la interpretación, el archivo de imagen es georreferenciado; los lineamientos se digitalizan en forma de vectores, para volver a integrarlos en un sistema GIS. Esto permite poder comparar esta cartografía con el resto de datos y hace posible su gestión integrada en un espacio cartográfico georreferenciado. En el entorno SIG se calculan automáticamente las longitudes y direcciones de estos lineamientos cartografiados.

4.5.2 Comparación entre la cartografía estructural realizada con datos de campo y los "lineamientos" observados en los mapas de elevaciones sombreados

Al igual que con la fotointerpretación, los resultados obtenidos al realizar las cartografías de campo se comparan con la señal en cuanto a lineamientos estructurales en los MDT. Este procedimien-

Figura 4.46: Modelo de elevaciones sombreado utilizado para cartografía de lineamientos estructurales. La fotointerpretación se ha realizado a escala 1:20.000, pero este no es el *display* gráfico expuesto en esta figura que está aproximadamente a escala 1:400.000. El escaneo de esta figura permite repetir, aunque con menor resolución, el método teledetectivo aplicado.



to permite validar los "lineamientos" de los MDT como probables elementos estructurales reales. Para la zona de Coll de Nargó, en la que se ha descrito anteriormente el patrón de estructuras existente, la comparación confirma la existencia de las directrices observadas en el MDT (ver figura 4.47a). Se ha aplicado el método teledetectivo RV (ver metodología apartado 3.4.4) en las orientaciones tipo observadas en campo y atribuidas a tipologías concretas en el apartado 4.4.1.4 (fig. 4.47b comparación MDT-cartografía). Se aprecia que para las principales directrices estructurales cartografiadas, existen lineamientos en el MDT coherentes con ellas, algunas en continuación perfecta de fallas cartografiadas. También es de destacar el elevado número de lineamientos que se observan en el modelo de elevaciones sombreado en cada una de las principales directrices cartografiadas en campo.

Hay que puntualizar que los lineamientos geomorfológicos observados no se encuentran en todos los casos en continuación de fallas cartografiadas, esto es, hay fallas cartografiadas que no tienen su correspondiente geomorfológico.

Es probable que no sólo resalten geomorfológicamente las fallas importantes, sino también aquellos lineamientos en forma de diaclasado que tengan un contexto erosivo que permita su realce.

Esto puede suceder por factores de pendientes y erosión diferencial en la zona donde estén, o bien por factores de anisotropía marcada, en zonas de alternancia de reologías entre materiales duros y blandos. Aparentemente hay también direcciones en las que no parecen encontrarse lineamientos estructurales en el MDT, incluso en pequeños test de detalle realizados.

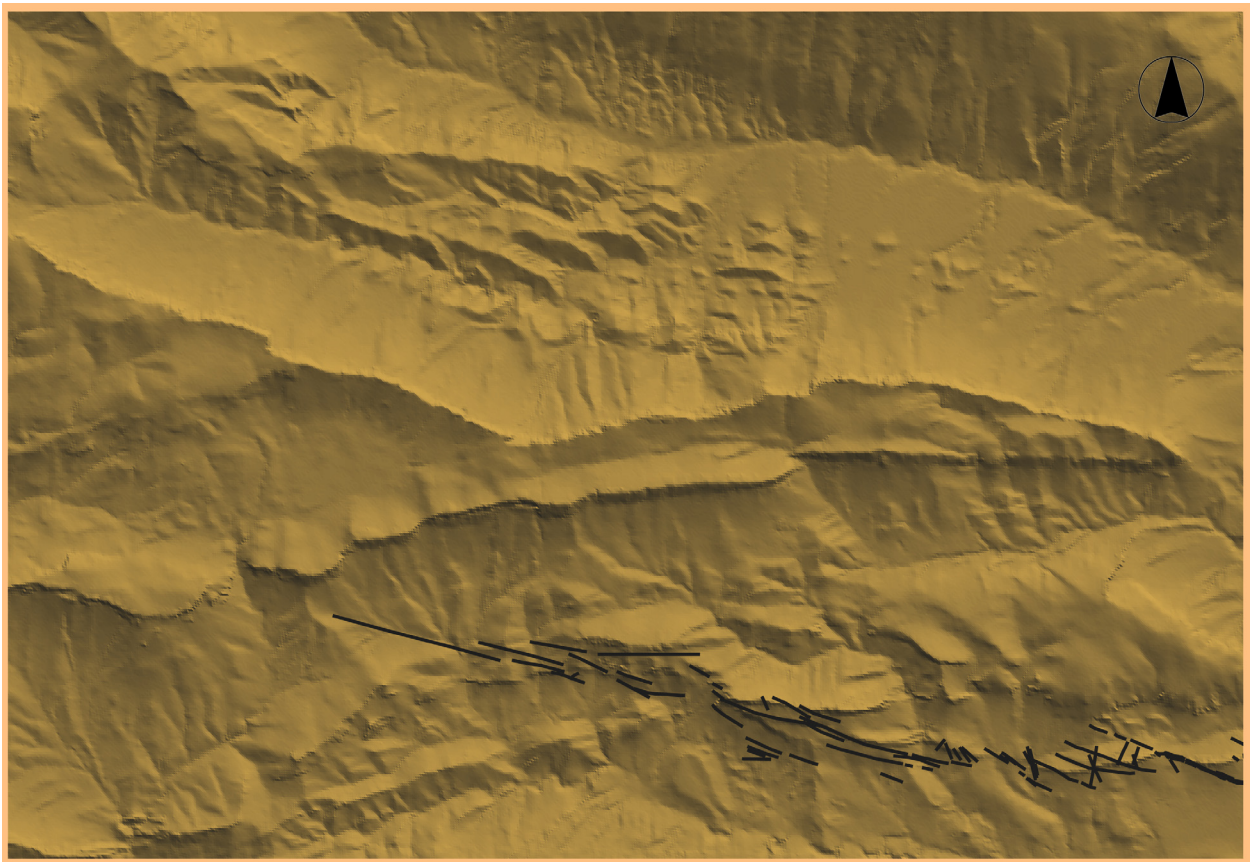


Figura 4.47a: Comparación de estructuras cartografiadas en campo, en negro, con el MDT directamente. La zona elegida, cerca de Coll de Nargó está marcada en rojo en la fig. 4.45.

4.5.3 Discusión del mapa de lineamientos obtenido

El mapa de lineamientos estructurales obtenido es la suma de las observaciones realizadas mediante fotointerpretación y teledetección (método de Realce Visual) a partir de un mapa de elevaciones sombreado realizado con MDTs a escala 1:25.000 (un dato cada 25 metros). No se trata de un mapa definitivo sino más bien de un documento de trabajo cuya finalidad es la de aportar ideas y al cual se debe volver, iterando con el resto de informaciones obtenidas. Ello viene además implícito porque los trabajos de fotointerpretación en general son relativamente subjetivos y porque una de las técnicas de trabajo utilizadas (RV) es de carácter cualitativo y no cuantitativo.

Se han cartografiado un total de 895 lineamientos que corresponden a lineamientos geomorfológicos, con una anchura cartográfica igual o mayor a 25 metros, distribuidas por toda la USC, parte de la cuenca del Ebro y parte de la Unidad de las Nogueras, en función de la disponibilidad de los MDTs (ver fig. 4.48). Dado el carácter regional de este mapa, no se han cartografiado todos los lineamientos observables, ya que en detalle los lineamientos que aparecen mediante este tratamiento de datos son innumerables, sino aquéllos que presentan una longitud importante (aproximadamente mayor de 500 m). Este hecho se aprecia en detalle en la figura comparativa entre la cartografía geológica de estas estructuras y su respuesta geomorfológica en los MDTs (ver figura 4.47 y compararla con la 4.48).

Se han realizado test de interpretación en detalle para varias zonas dentro de la USC que aparentemente confirman que el patrón de fracturación es similar al resultado presentado aquí.

En un primer momento, lo que más llama la atención del mapa final (figura 4.48) es la presencia de una gran cantidad de lineamientos estructurales rectilíneos a lo largo de la USC y parte del conjunto estructural de las Nogueras. Además se observan en toda clase de materiales y edades. Incluso en los materiales blandos del «Garum» son fácilmente cartografiables y a veces con continuidad

espacial importante (más de 20 km) Son básicamente rectilíneas y no aparecen concentradas en unas zonas respecto a otras, sino que su distribución en apariencia es bastante homogénea, con alguna salvedad. No se observan relaciones de cruce entre ellas.

4.5.3.1 Estudio de las direcciones

Se ha realizado un diagrama de rosas con las direcciones de estas estructuras. El *software* utilizado es Georient 9.2 Tm (ver metodología). El diagrama se realiza según los siguientes parámetros (fig. 4.49 a):

- Número de datos = 895.
- Sectores cada 5°.
- Escala de grosor = 5%, 44,7 de los datos.
- Máximo = 11,9%, 106 datos.
- Dirección media = N15-N195.
- 95% de confianza .

En el diagrama se observa inmediatamente la importante agrupación de los valores en unas direcciones determinadas, predominando sobre el fondo. Los principales rangos en los que se acumulan estas estructuras son (de N a S):

- Entre N25 y N40 con dos familias.
 - entre N25 y N35.
 - entre N35 y N40.
- Entre N85 y N90.
- Entre N105 y N110.
- Entre N145 y N155.
- Entre N175 y N180.

Estas familias de lineamientos representan aproximadamente el 78% de los datos; sólo el 22% restante pertenece a otras orientaciones. Al realizar otro diagrama de rosas con sectores cada 2 grados y compararlo con el anterior (fig. 4.49 b), se aprecia que la forma general de la distribución no se modifica en exceso. Además, las dos familias correspondientes a los rangos N 175-180 y N 85-90 son las que más agrupadas están, hallándose más del 90% de los datos entre N178-180 y N88-90 respectivamente. Para las familias N25-40, N105-110

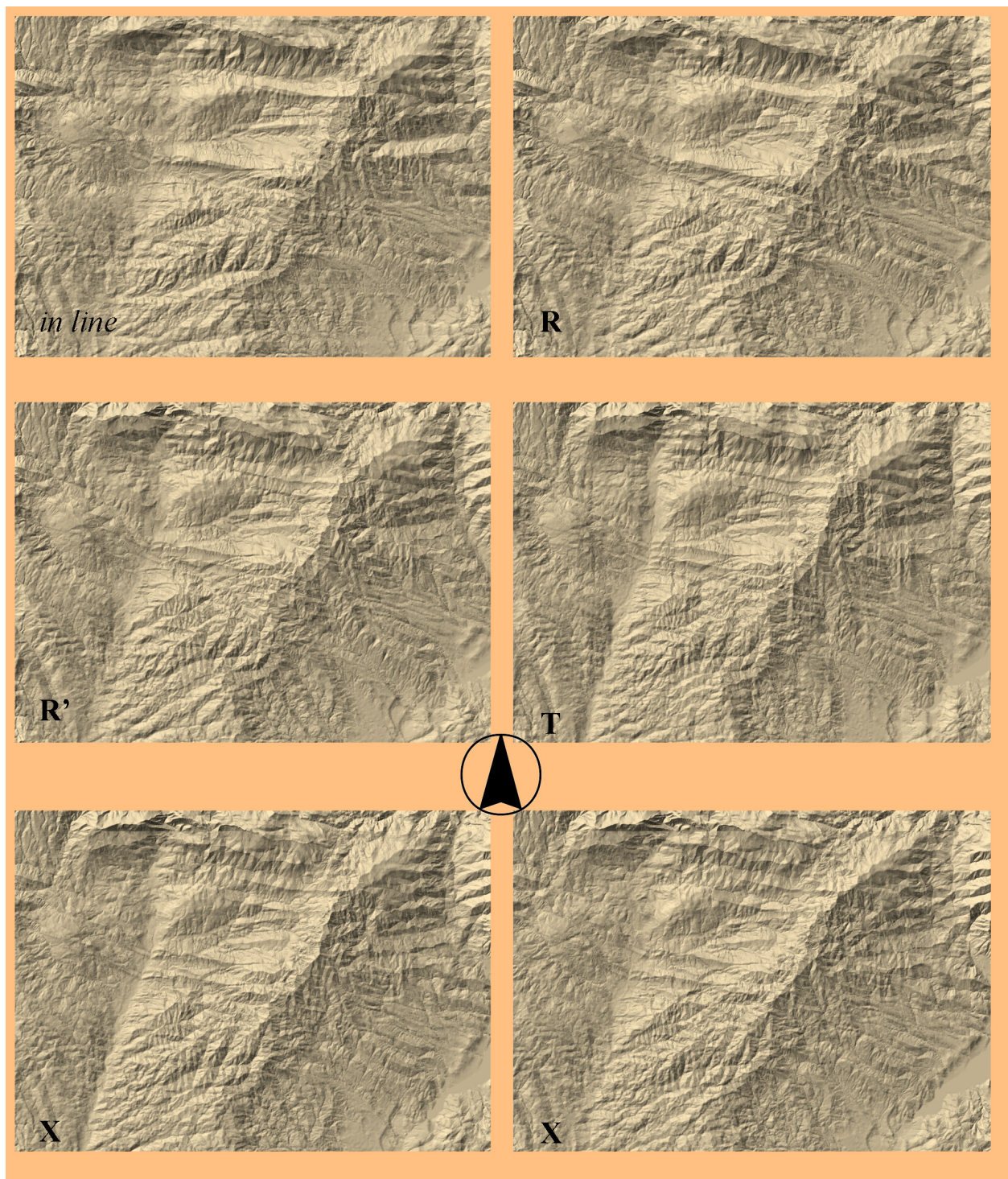


Figura 4.47b: Aspecto de la aplicación del método RV en las distintas orientaciones en las que se han encontrado fallas atribuidas a estructuras tipo R, R2, X, *in line* y T. También se puede observar el aspecto que presentan las imágenes a las que se le aplica el método RV. Localización en la fig. 4.45, zona marcada en azul en la sierra del Gurp.

y N145-165 se observa una ligera dispersión de aproximadamente 5 grados a cada lado, pero con una mucho menor representación en número.

Si los valores adyacentes a los límites estrictos de cada familia se incluyeran en ella (cuando sus distribuciones no presentan ruptura sino aparente con-

tinuidad), resultaría en un total del 86% del total de lineamientos incluidos, con sólo un 14 % no atribuibles a ninguna familia. Hay que tener en cuenta que la deformación en regímenes transpresivos tiene componentes importantes rotacionales (ver apartado 2.5).

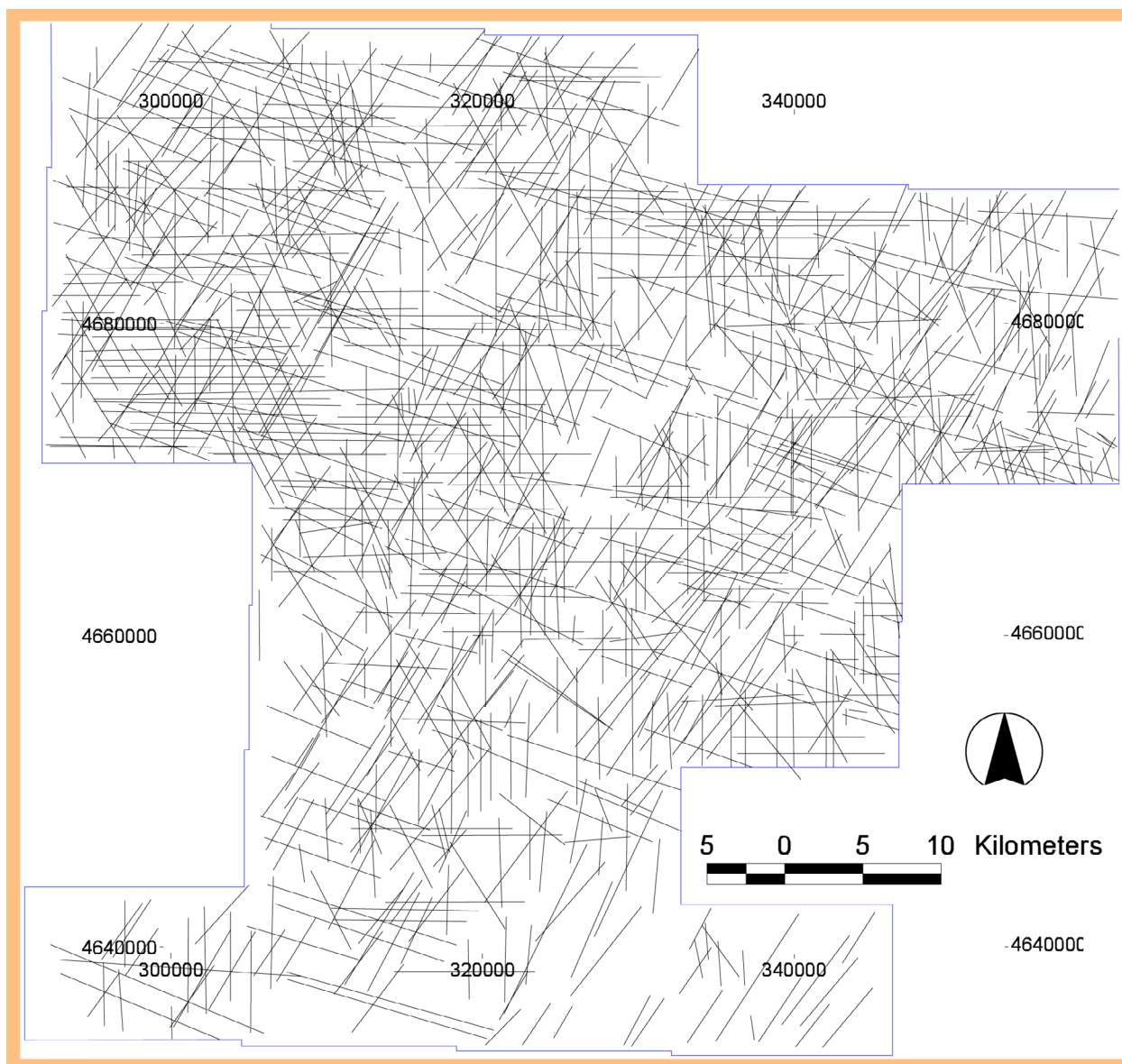


Figura 4.48: Mapa del conjunto de lineamientos estructurales cartografiados mediante la aplicación del método RV a los MDTs.

Todos estos rangos de orientaciones se han encontrado en los trabajos de campo asociados a la deformación transpresiva dextral, como vemos al comparar la señal en los MDT con las cartografías de campo (ver apartado 4.4.1.5). Cuando comparamos esta rosa de distribución con una elipse de deformación dextral infinitesimal (con dirección de la PDZ N 85), vemos una clara similitud en orientaciones con respecto a los principales conjuntos de fracturas (fig. 4.50).

La correlación entre las principales familias de directrices y su respuesta estudiada en campo hace factible su atribución a una tipología determinada según los comportamientos predichos por la elipse de deformación.

Por tanto resulta coherente afirmar que, a escala regional en la USC, parte de la cuenca del Ebro y parte de la unidad de las Nogueras, las directrices orientadas entre N105 y N110 serían el reflejo en MDT de las estructuras denominadas R según la elipse de deformación teórica dextral.

También serían dextrales, pero de tipo R2 con respecto a las anteriores, la familia entre N145 y N160. Asimismo, la familia entre N25 y N40 correspondería a las fracturas de tipo X, sinestrales. Por otra parte, la familia de orientaciones entre N85 y N90 expresaría la existencia de fracturas sintéticas de tipo *in line*. Y por último, el rango de lineamientos orientados entre N175 y N180 representaría a las fallas extensionales asociadas.

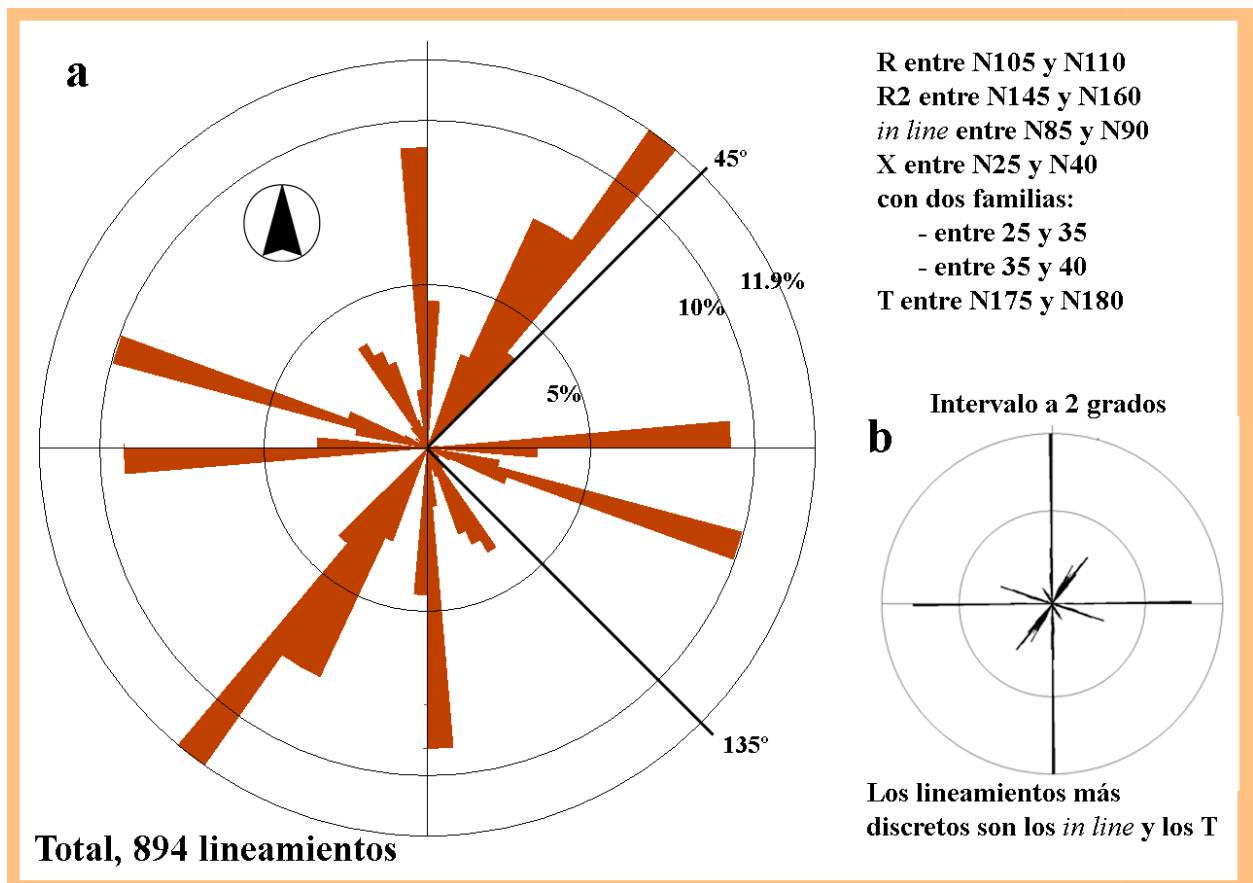


Figura 4.49: Diagramas de rosas realizados a partir de las orientaciones de los lineamientos estructurales de la fig. 4.48.

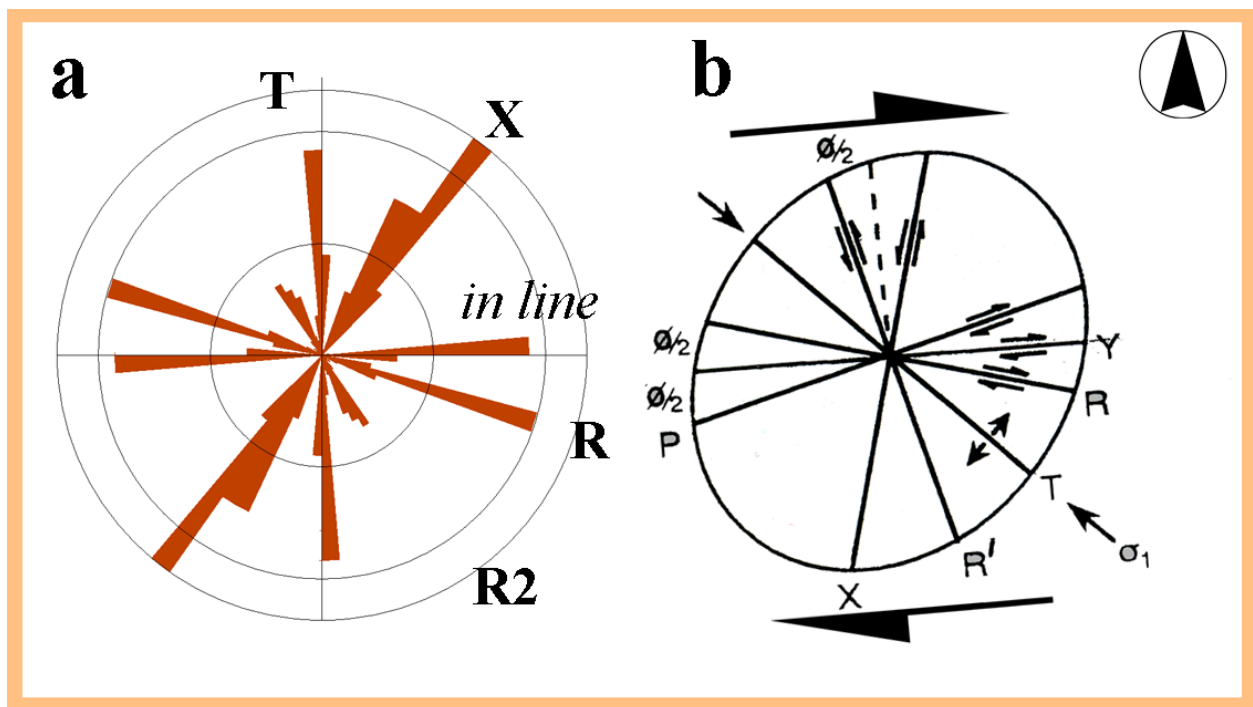


Figura 4.50: Comparación entre la distribución de lineamientos estructurales principales, obtenidos de la interpretación del modelo de elevaciones del terreno (a) y la elipse de deformación infinitesimal dextral de Bartlett et al. (1981) (b).

Según se obtenía del diagrama de rosas, el 86 % de los lineamientos estructurales obtenidos por medio de teledetección-interpretación de los MDT estaría por tanto directamente relacionado con la deformación por transpresión dextral. No aparecerían como familias destacables dentro de esta distribución de lineamientos tipologías de fallas como las P o las R', que son también poco habituales en la naturaleza (ver apartado 2.5.6).

4.5.3.2 Estudio de la longitud de los lineamientos

Al realizar un histograma de la longitud de estas estructuras se obtiene 6.850 metros como longitud media, con una desviación estándar de 4025 metros. La mayor parte de los valores se acumula alrededor de los 5.000 metros de longitud y prácticamente el 90% de los datos están entre los 350 y 15.800 metros. Sólo un valor sobrepasa los 25.000 metros de longitud.

Todo ello se debe al método interpretativo utilizado, en el cual se han desechado aquellos lineamientos con longitudes pequeñas al ser poco factible cartografiar todo lo observable.

4.5.3.3 Estudio de la distribución geográfica

En un SIG se procede a atribuir a cada vector que representa un lineamiento su tipología correspondiente (R, R2, X, etc.), en función de la correlación con la dirección realizada anteriormente. Esto permite el diseño de mapas parciales de las distintas directrices.

En el mapa correspondiente a los lineamientos de tipo R (N105-110) se observa una mayor longitud de los lineamientos, por comparación con los otros mapas, así como un mayor número de éstas en dirección norte (fig. 4.51). El interespaciado entre ellas disminuye en este sentido. Aparecen tanto en la USC como en las unidades de las Nogueras o el autóctono de la cuenca del Ebro.

En el mapa correspondiente a las fracturas de tipo R2 (lineamientos situados entre N145 y N160), parece haber

un incremento de lineamientos en sentido NW, así como un ligero incremento en la longitud hacia el N pero no tan patente como en el mapa anterior (fig. 4.52). Aparecen tanto en la USC, como en las unidades de las Nogueras o el autóctono de la cuenca del Ebro.

En el mapa correspondiente a las fracturas de tipo X, lineamientos orientados entre N25-35 (en azul en la fig. 4.53) y N35-40 (en negro en la fig. 4.53), se observa el mayor número de estructuras (fig. 4.53).

Este rango se puede dividir en dos familias, de N25 a N35 y de N35 a N40, caracterizada la segunda por su menor dispersión. Las dos familias muestran un ligero aumento del número de lineamientos hacia el norte, pero no es tan evidente como para los lineamientos de tipo R. Es posible que esta diferenciación en dos familias se deba a la pertenencia a sistemas jerárquicamente diferentes, al igual que pasa con las familias R y R2, siendo en este caso la familia N 25 a N 35 la jerárquicamente mayor. En transpresión, la rotación de estructuras es un hecho relativamente frecuente, y que también podría explicar esta diferenciación en dos familias, una anterior y otra posterior a una teórica rotación.

Se aprecia una concentración, con ciertas precauciones, de estos lineamientos de dirección NE-SW atravesando desde el Montsec (en la zona de la Pasarela), pasando por la estructura de Boixols (por encima del pueblo de Abella), y hacia el E sobre el sinclinal de Santa Fé (señalado en la fig. 4.53). Su distribución espacial es tan amplia como la del resto de estructuras asociadas y aparecen tanto en la USC como en la zona de las Nogueras o el autóctono de la cuenca del Ebro.

Los lineamientos de rango entre N85 y N90 expresarían la existencia de las fracturas de tipo *in line* (fig. 4.54). En mapa presentan un muy claro aumento de longitud y número hacia el norte. Se podría considerar con ciertas precauciones que existe una concentración de estos lineamientos en una banda de deformación particular (marcado en la fig. 4.54). También aparecen tanto en la USC, como en las unidades de las Nogueras o el autóctono de la cuenca del Ebro.

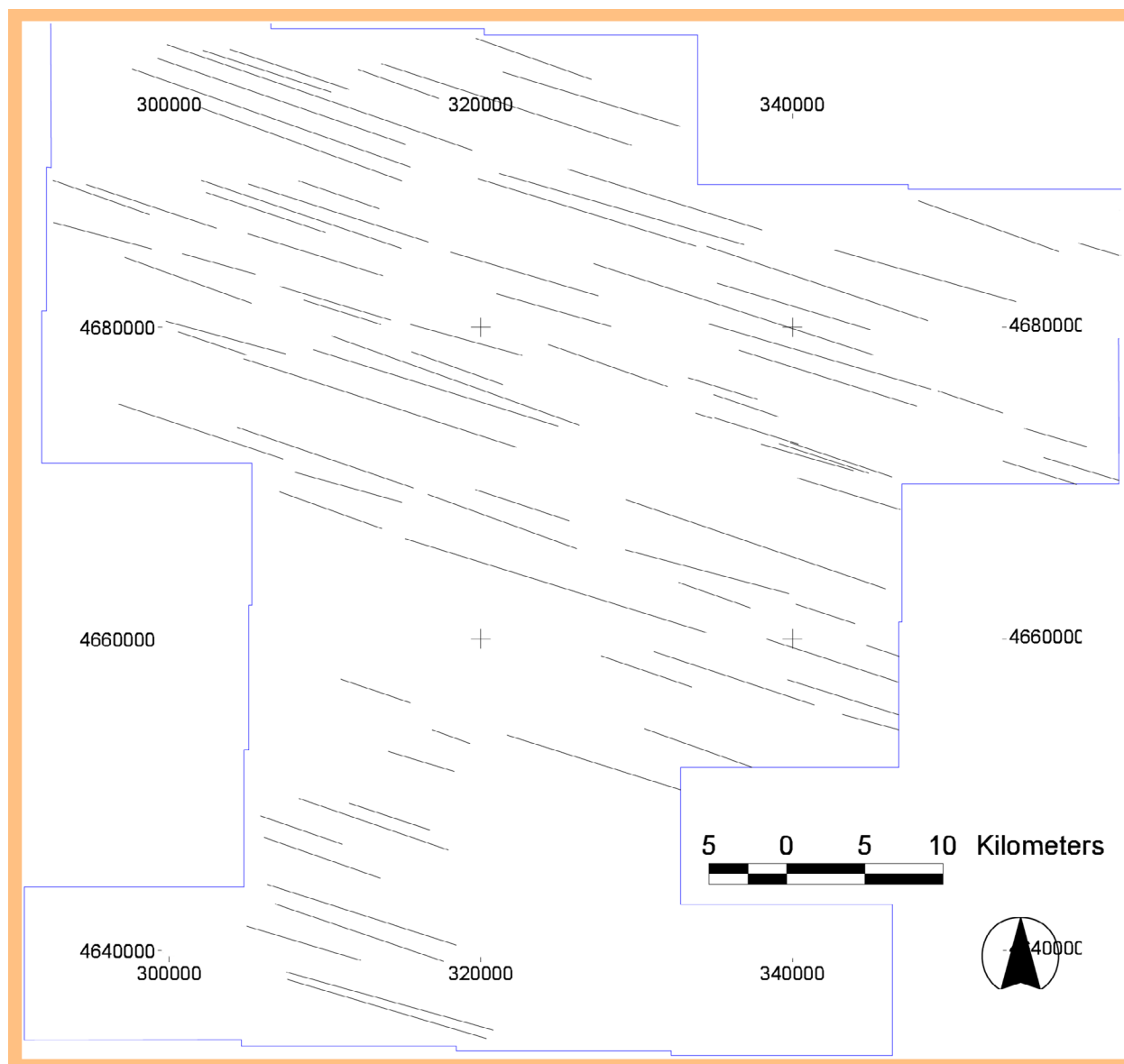


Figura 4.51: Mapa de lineamientos estructurales de tipología R, obtenido a partir de interpretación mediante la aplicación del método RV en modelos de elevaciones sombreados calculados a partir de MDTs.

Por último se sitúan los lineamientos entre N175 y N180 (fig. 4.55), cuya orientación corresponde a estructuras identificadas en campo como extensionales. También aparecen estos lineamientos tanto en la USC como en las unidades de las Nogueras o el autóctono de la cuenca del Ebro. Su distribución, aparentemente homogénea, sin embargo parece incrementar su número hacia el E.

4.5.3.4 Resumen de las ideas aportadas por esta técnica de trabajo en esta área

A partir de los datos y mapas analizados se pueden extraer una serie de conclusiones, a pesar de que estos re-

sultados no son ni pretenden ser formalmente cuantitativos, ya que esta técnica de trabajo presenta varias limitaciones inherentes a su propia naturaleza, como se ha venido comentando.

Hemos comprobado la existencia de lineamientos estructurales rectilíneos en toda la Unidad Surpirenaica Central, parte de la cuenca de Ebro y margen sur de las unidades de las Nogueras, compatibles con una deformación dextral.

Estos lineamientos se distribuyen con unas orientaciones tales, que contrastados con datos de campo, permiten atribuirlos a estructuras tipo R, R2, X, *in line* y fracturas extensionales tipo T, cuya distribución comparada con las orientaciones de la elipse de deformación

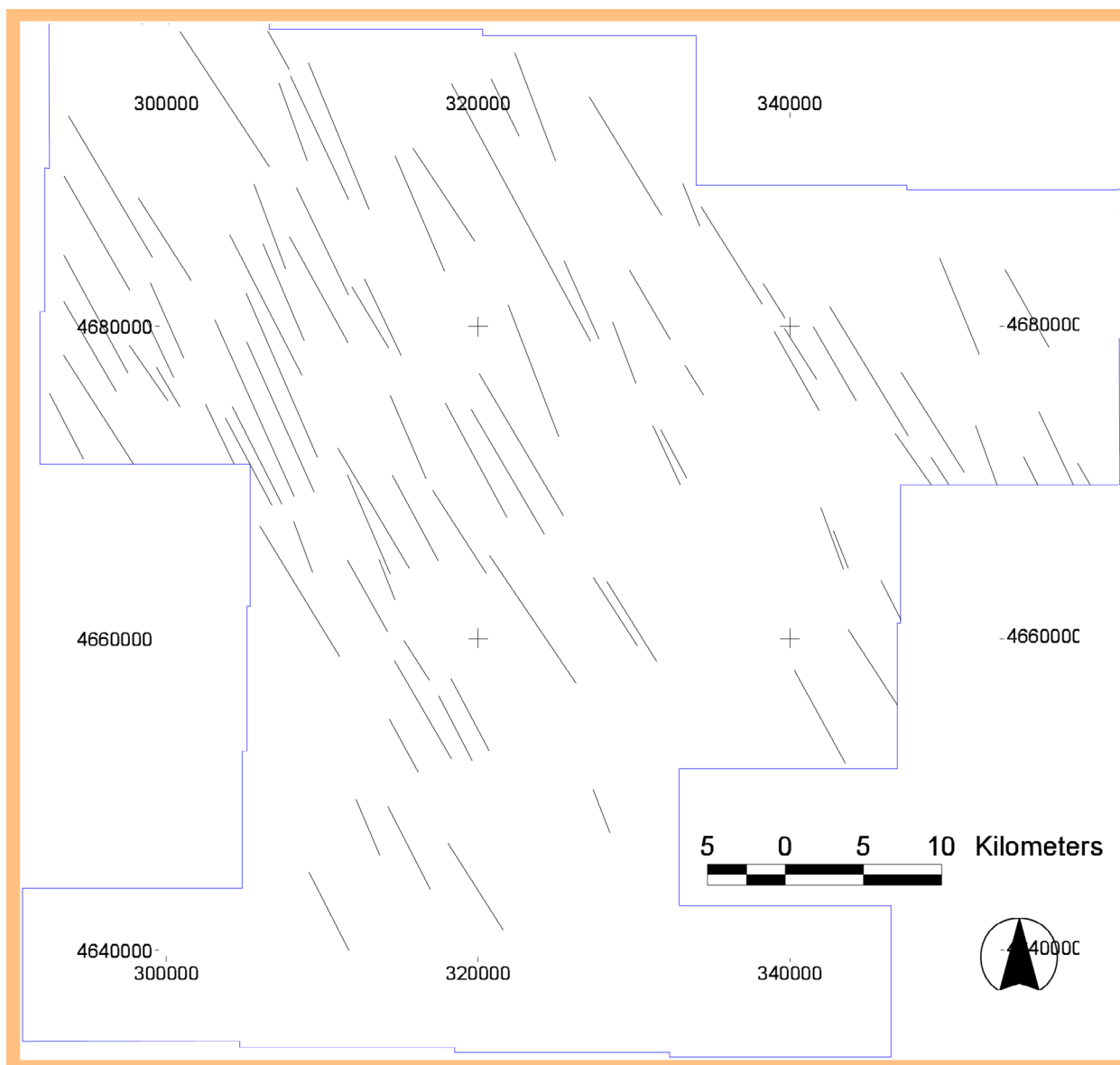


Figura 4.52: mapa de lineamientos estructurales de tipología R2, obtenido a partir de interpretación mediante la aplicación del método RV en modelos de elevaciones sombreados calculados a partir de MDTs.

infinitesimal dextral permite suponer una orientación de la PDZ próxima a N85-90. La distribución de este patrón estructural es extensivo y penetrativo. En general, el número de lineamientos estructurales aumenta hacia el norte. Los lineamientos estructurales correspondientes a fracturas de tipo R aumentan hacia el norte no solo en número sino también en longitud. Con esta metodología de trabajo apenas se observan lugares preferentes de acumulación de estas estructuras, siguiendo su distribución un patrón bastante homogéneo. La únicas estructuras que parecen acumuladas en un carril de deformación más discreto corresponden a las de tipología X y en menor medida a las *in line*.

Geográficamente, los cambios litológicos y de reologías no parecen condicionar la distribución de los lineamientos. Todas las directrices se observan independientemente de si atraviesan materiales duros o blandos. Lo mismo ocurre en cuanto a la vegetación, ya que el método del realce visual aplicado a MDTs no es dependiente de la cantidad de cobertura vegetal existente.

Estas observaciones configuran un marco en el que la deformación transpresiva dextral se puede entender como un proceso regional, ya que afecta al menos a tres dominios estructurales diferentes (USC, cuenca del Ebro y Nogueras).

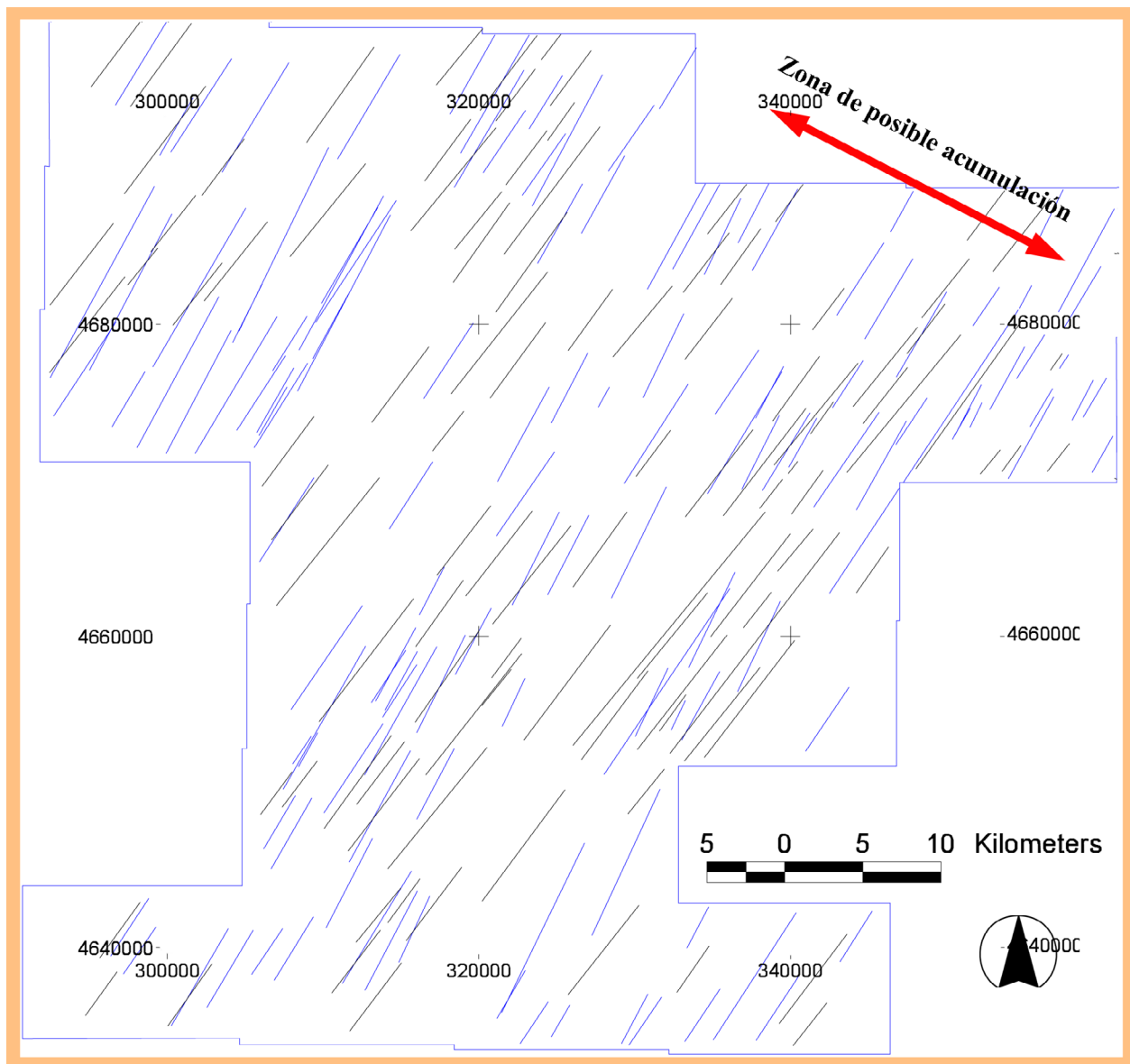


Figura 4.53: mapa de lineamientos estructurales de tipología X, obtenido a partir de interpretación mediante la aplicación del método RV en modelos de elevaciones sombreados calculados a partir de MDTs.

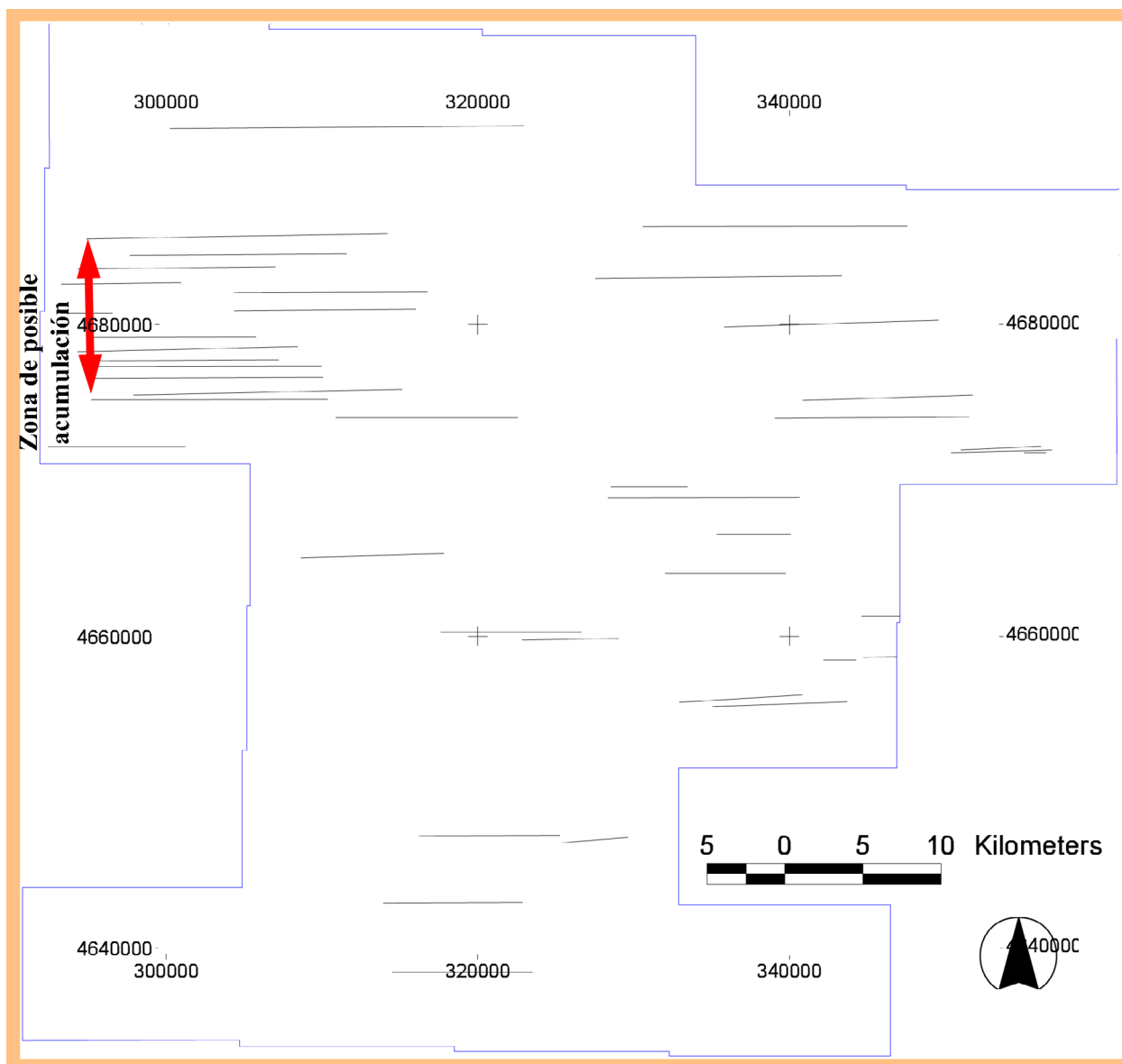


Figura 4.54: mapa de lineamientos estructurales de tipología *in line*, obtenido a partir de interpretación mediante la aplicación del método RV en modelos de elevaciones sombreados calculados a partir de MDTs.

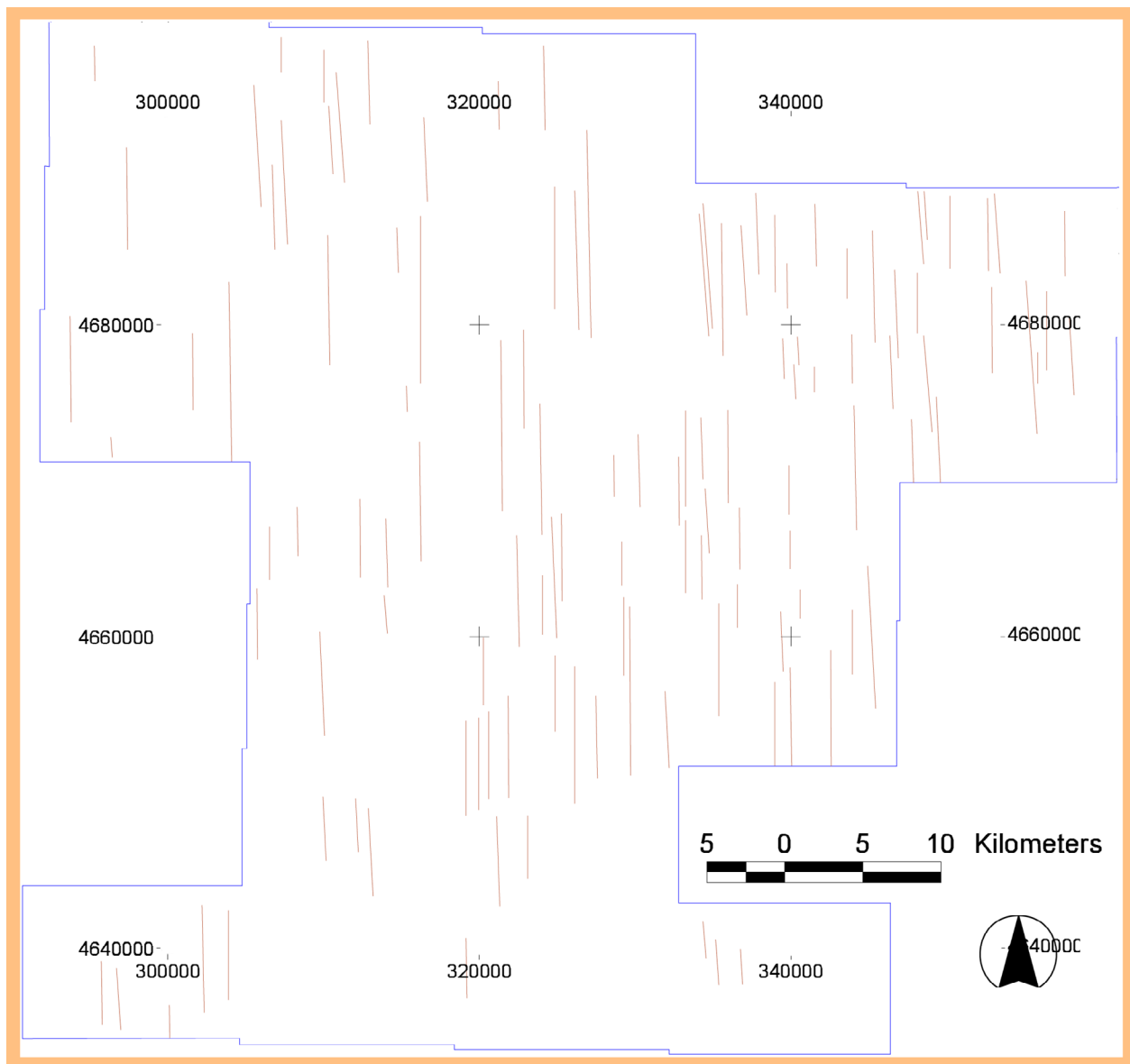


Figura 4.55: mapa de lineamientos estructurales de tipología T, obtenido a partir de interpretación mediante la aplicación del método RV en modelos de elevaciones sombreados calculados a partir de MDTs.

4.6. Observaciones en perfiles sísmicos de este conjunto de estructuras en la USC

Como se ha comentado anteriormente (ver apartado 3.4.3 en la metodología), serán comentados únicamente los resultados de las interpretaciones de líneas sísmicas que muestran estructuras atribuibles a la deformación transpresiva dextral. Por otro lado, una serie de factores hace que gran parte de los resultados extraídos de las líneas sísmicas no sean aplicables al estudio de la deformación tardía que hasta ahora se ha estado describiendo.

Entre los factores más importantes están, por un lado, la calidad insuficiente de algunas de las campañas sísmicas (T y ND), y por otro lado el pequeño tamaño de muchas estructuras asociadas a la deformación dextral en comparación con la resolución mínima de los perfiles sísmicos.

Se conoce la dificultad de diferenciar en perfiles sísmicos la existencia de megaestructuras anteriores, que enmascaran la presencia de la estructuración posterior. Asimismo, también se conoce desde hace tiempo la dificultad que representa la interpretación en perfiles sísmicos de estructuras desarrolladas en

regímenes dominados por cizalla simple y más si estas se superponen a otras previas (Harding, 1990; Harding, 1985 y Bally, 1983).

Por todo lo que se ha comentado, se justifica por un lado el reflejar sólo algunos efectos que se observan en las interpretaciones de los distintos perfiles sísmicos relacionados con deformación por transpresión dextral. Por otro lado, se presentan por primera vez datos de la interpretación de las líneas sísmicas en la USC y alrededores, que más adelante ayudarán a justificar geométrica y cartográficamente un patrón de pliegues oblicuos tardíos de dirección NE-SW.

Rara vez se observan en los perfiles sísmicos estudiados estructuras discretas relacionadas con la deformación dextral, salvo algunas excepciones. La más importante de éstas corresponde a las estructuras transtensivas sinestrales de tipología X de la parte oriental del Montsec, que son relativamente identificables en varias líneas sísmicas TR-51, TR-54 y TR-55 (fig. 4.56).

En la interpretación de la línea TR-51 se puede observar que los buzamientos de los planos de falla aparecen

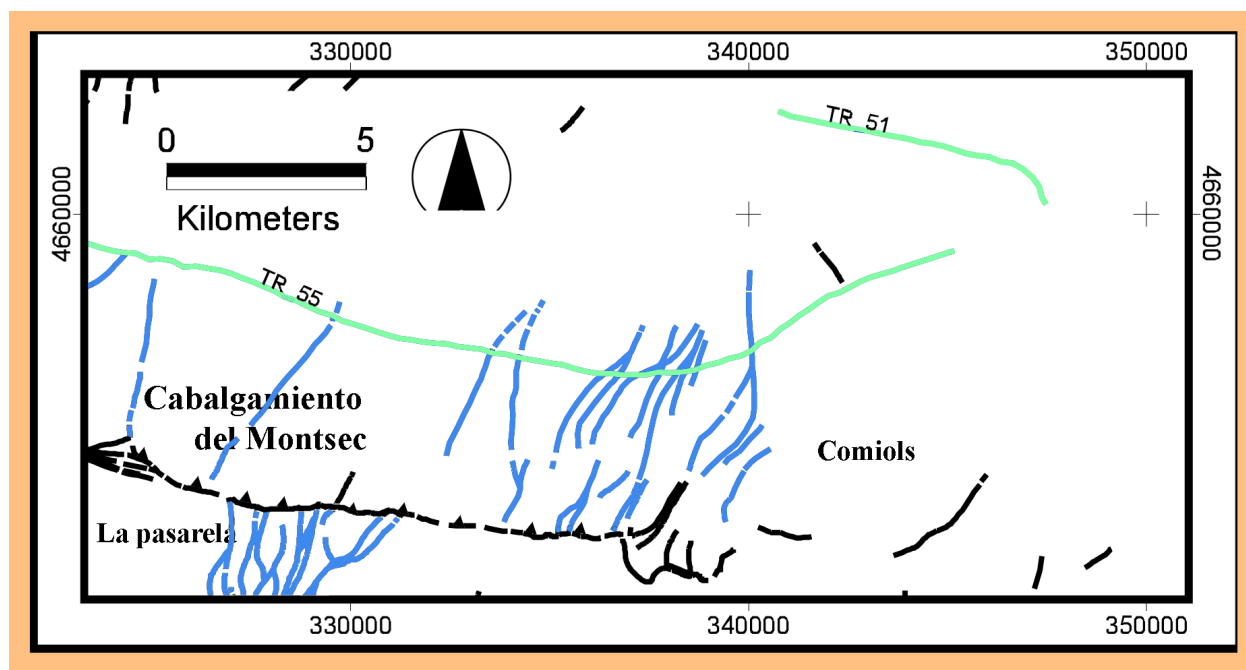


Figura 4.56: Mapa de posición de las líneas sísmicas TR-51 y TR-55 en el flanco N del cabalgamiento del Montsec. En azul se han identificado las estructuras de tipología X y transtensivas sinestrales, tomadas del Magna digital del ICC 1:50.000, hojas 328 (Artesa del Segre), 329 (Pons) y 290 (Isona).

relativamente verticales, lo que es perfectamente esperable para este tipo de estructuras (fig. 4.57). Los buzamientos de los planos de falla calculados a partir de la cartografía geológica y la topografía en el Montsec indican buzamientos altos.

Solo en algunas de las líneas sísmicas más al norte, en el sinclinal de Santa Fe, son discernibles fallas subverticales a niveles estructurales muy profundos, que pueden ser atribuidas con cierta cautela a este tipo de deformación (líneas T-17, T-18, T-44, etc.).

El efecto más importante atribuible a la deformación dextral que puede ser inferido a partir de perfiles sísmicos es la pérdida general de calidad en la señal por el incremento de la fracturación hacia el norte. Así, en todas las líneas de todas las campañas de exploración sísmica se observa una pérdida muy importante de calidad de la imagen sísmica desde el flanco N del Montsec hacia el norte. Esto se podría relacionar directamente con el incremento observado del número de estructuras relacionadas con la deformación dextral hacia el norte.

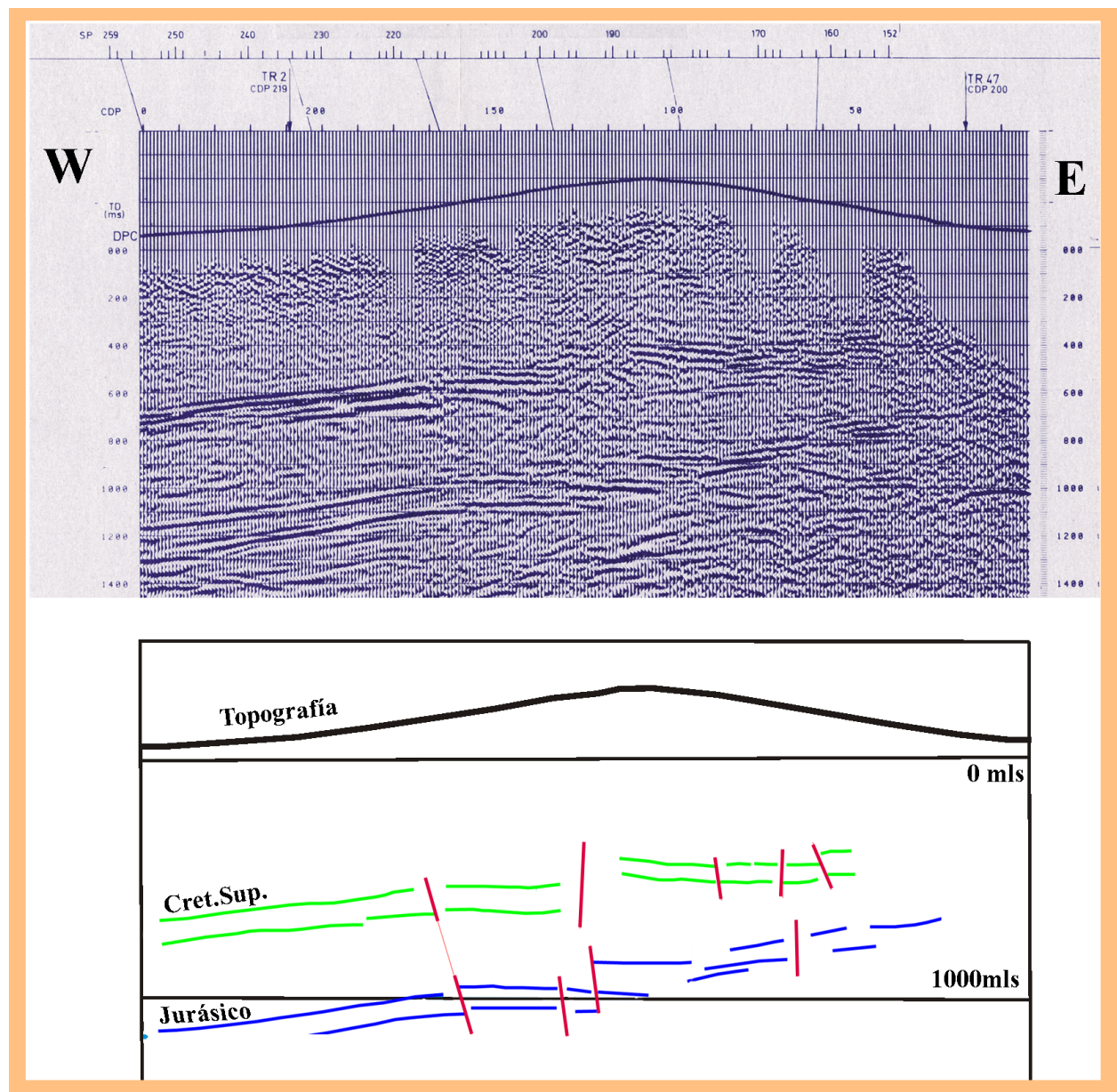


Figura 4.57: Línea sísmica TR-51 e interpretación de las estructuras tipo X (en rojo) a partir de algunos reflectores del Jurásico y Cretácico inferior (ver metodología, apartado 3.4.3).

CAPÍTULO 5. CONJUNTO DE PLIEGUES NE-SW EN EL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL

5.1 Introducción. La observación de los pliegues oblicuos

Además de una deformación predominantemente frágil causante de las fallas estudiadas en el capítulo anterior, la deformación tardía de la USC muestra una deformación predominantemente dúctil representada por un conjunto de pliegues que aquí describimos por primera vez y denominamos pliegues oblicuos.

Este tren de pliegues de orientación general NE-SW se superpone y afecta a las antiguas estructuras de la USC. Aunque tienen una clara expresión en superficie (nuevas y previas observaciones de campo, cartografía geológica, MDTs

tapizados con ortofotos 1:50.000), resultan mucho más significativos cuando se integran con estudios de subsuelo (líneas sísmicas de reflexión). Sin esta integración, su expresión en superficie resulta débil y por eso probablemente no han sido descritos hasta ahora.

Describimos en este capítulo la geometría individualizada de cuatro de los principales pliegues de los ocho detectados, y la geometría del conjunto de pliegues oblicuos, para terminar con la observación de su relación geométrica con los pliegues de la cuenca de ante-

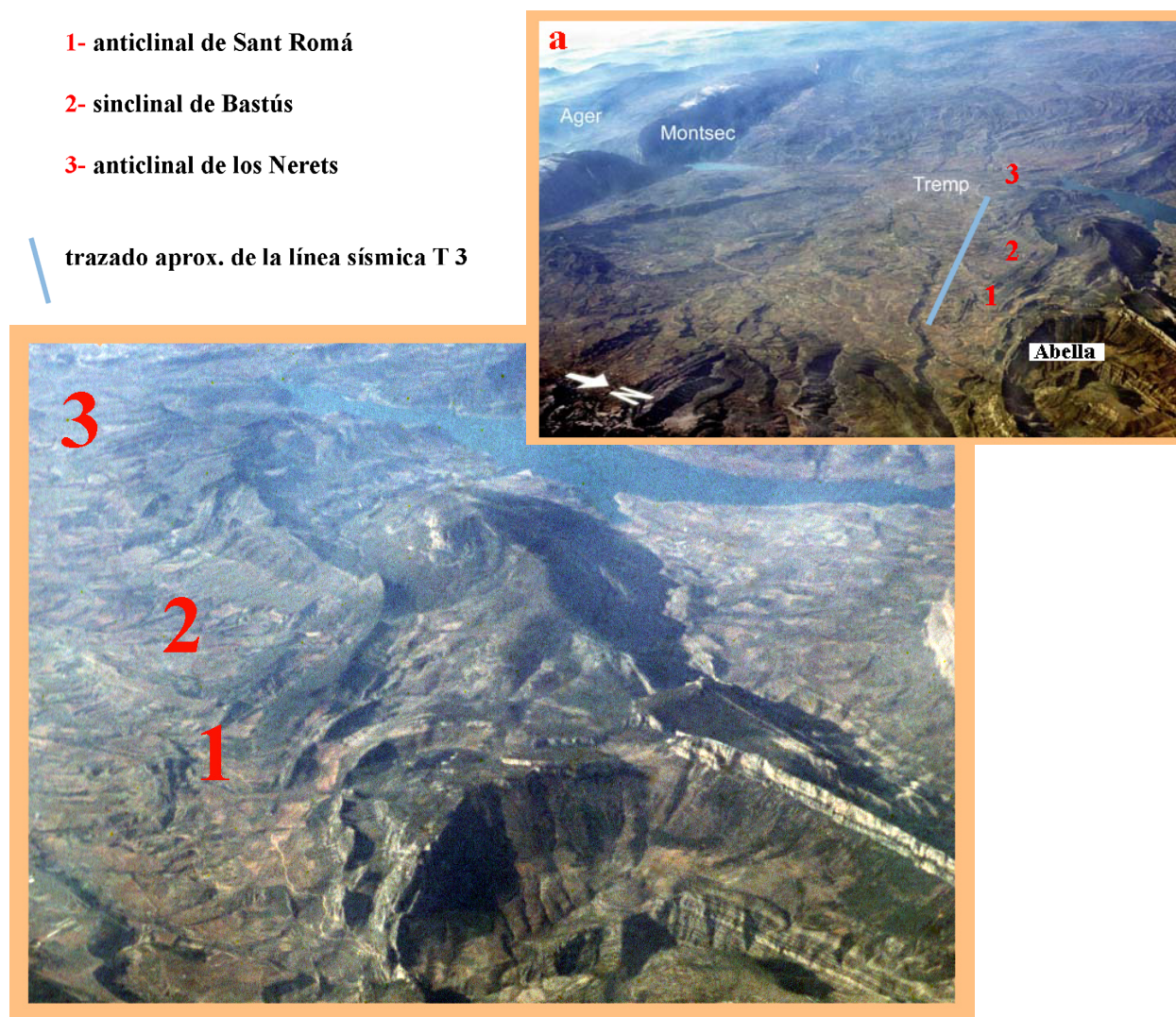


Figura 5.1: Fotografías aéreas de la Cuenca de Tremp, tomadas hacia el W. a) General b) Detalle de la estructura de Boixols.

país del Ebro. Por último, abordaremos de manera preliminar la interpretación de su génesis, que será desarrollada más adelante (capítulo 9).

Los primeros indicios de la existencia de estos pliegues oblicuos se deben a Enric Vicens, que en un vuelo comercial que pasaba por encima de la zona de Sant Corneli-Abella tomó unas fotos aéreas muy sugerentes de la existencia de estas estructuras de traza axial NE-SW (fig. 5.1, a y b). Tiempo después, durante el proceso de revisión de los perfiles sísmicos existentes (de las cuales la línea sísmica T-3 es en la que se observan estos pliegues con mayor facilidad, fig. 5.2), comprobamos de forma evidente la existencia en subsuelo de una serie de anticlinales y sinclinales muy suaves. Estos, por su proximidad geográfica a los observados en la fotografía tomada desde el avión, empiezan a dar idea de la existencia de una posible continuidad de estas estructuras, al menos al sur de la estructura de Boixols.

Posteriormente, hemos contrastado esta observación en las líneas sísmicas adyacentes, en los modelos de superficie y en las diversas cartografías geológicas. Así se ha comprobado no solo su existencia, sino su continuidad cartográfica y en subsuelo durante más de 60 km. Su dificultad de observación se debe a que son estructuras muy suaves, de longitud kilométrica y escasa amplitud, que se amortiguan rápidamente en la vertical. Además, interfieren con estructuras que tienen otras orientaciones y generalmente mucha más amplitud (Montsec y Boixols), enmascarando su presencia (fig. 5.3).

La dirección general de este conjunto de pliegues se justifica en la figura 5.4 en la que se sitúan los puntos de charnelas anticlinales y sinclinales observados y se correlacionan. La zona está inmediatamente al W del domo de Isona, y por ella pasan las líneas T-3, TR-1, T-22 y T-18. A partir de las diferentes cartografías geológicas existentes (mapa 1:25.000 del ICC de Isona, 1:50.000 distribuidos por el ICC y 1:250.000 del ICC de Cataluña) y los MDT a escala 1:25.000 y las ortoimágenes 1:5.000 se puede observar la localización y correlación de estas estructuras en dirección NE-SW.

La correlación de estas estructuras es únicamente posible en una dirección general aproximada NE-SW.

Un ejemplo claro de la localización de estos pliegues y la dificultad de su observación es el anticlinal que hemos llamado de Sant Romá a su paso por el flanco norte del cabalgamiento del Montsec. Este anticlinal tiene aquí más de 10 kilómetros de semi-longitud de onda y una amplitud tan pequeña que solo es apreciable mediante teledetección, utilizando MDTs de resolución adecuada (ver fig. 5.19). El desarrollo de esta estructura en el flanco norte del Montsec debe haber modificado ligeramente la dirección y buzamiento de las capas. Pero otros factores tales como las geometrías sedimentarias con grandes clinoformas, la intensa meso y micro-fracturación existente, etc., son en este caso más que suficientes para enmascarar los sutiles cambios en la dirección de capas que hubieran marcado la presencia del anticlinal.

Estos pliegues son, a grandes rasgos, paralelos entre sí y de orientación y dimensiones cartográficas similares a los ya conocidos de la sierra del Sis (identificados por Soto *et al.* (2003), el anticlinal de Oliana (Vergés, 1999) o las estructuras en el autóctono de la cuenca del Ebro (anticlinales de Vilanova, Cardona, etc.).

Datos microestructurales sobre familias de diaclasas, interpretados como ligeras ondulaciones en el frente del cabalgamiento del Montsec y atribuidos a altos y bajos estructurales en la rampa de dicho cabalgamiento (Turner y Hancock, 1990), evidencian la presencia de esta serie de pliegues.

Por otro lado, la secuencia sedimentaria (Mesozoico y Terciario) que deforman no suele ser isópaca y por tanto su arquitectura no es planoparalela, lo que induce a que los planos axiales de los pliegues no sean verticales. Plegar una serie anisópaca que tiene forma de cuña supone una serie de alteraciones en la geometría ideal de las líneas de charnela y líneas de inflexión y por lo tanto en la morfología de los correspondientes planos axiales de las estructuras.

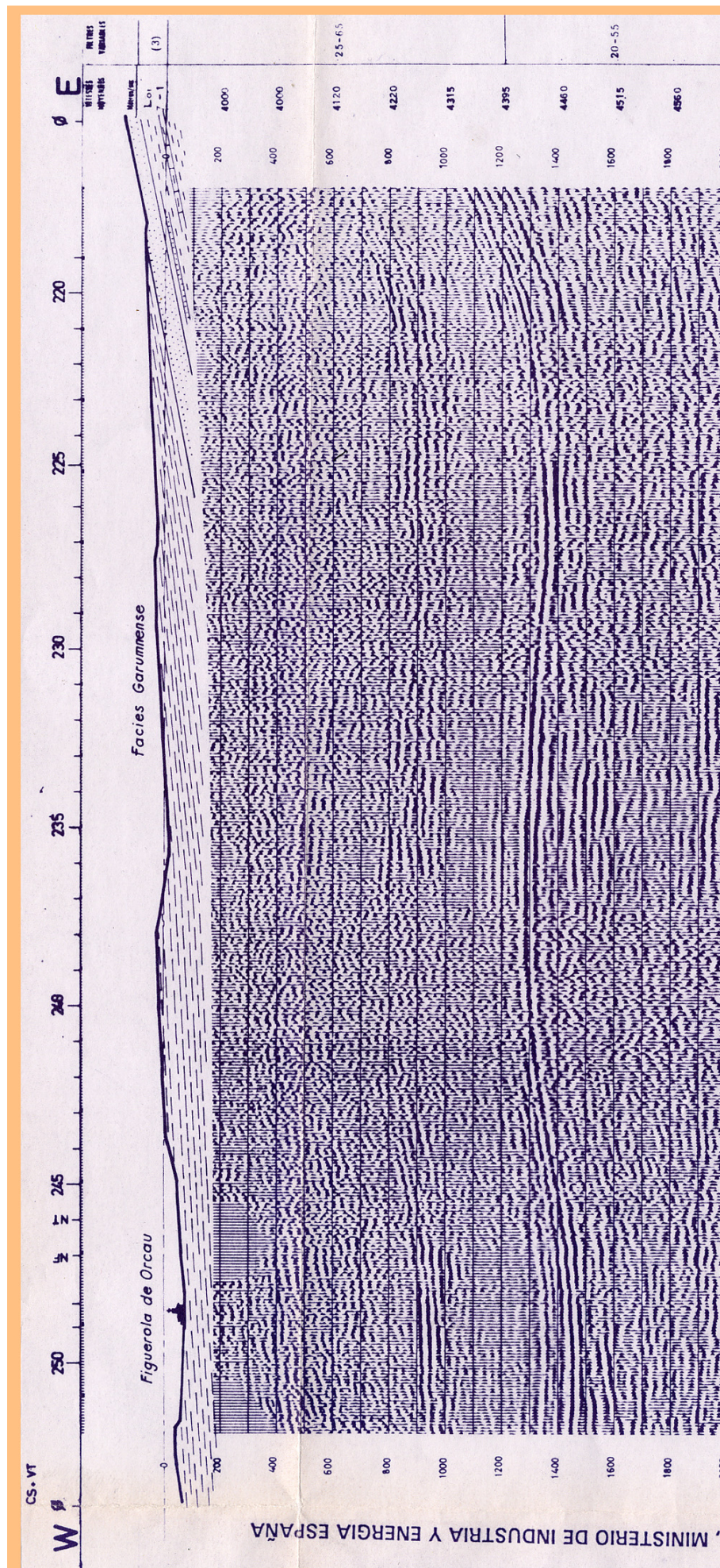


Figura 5.2: Línea sísmica T-3.

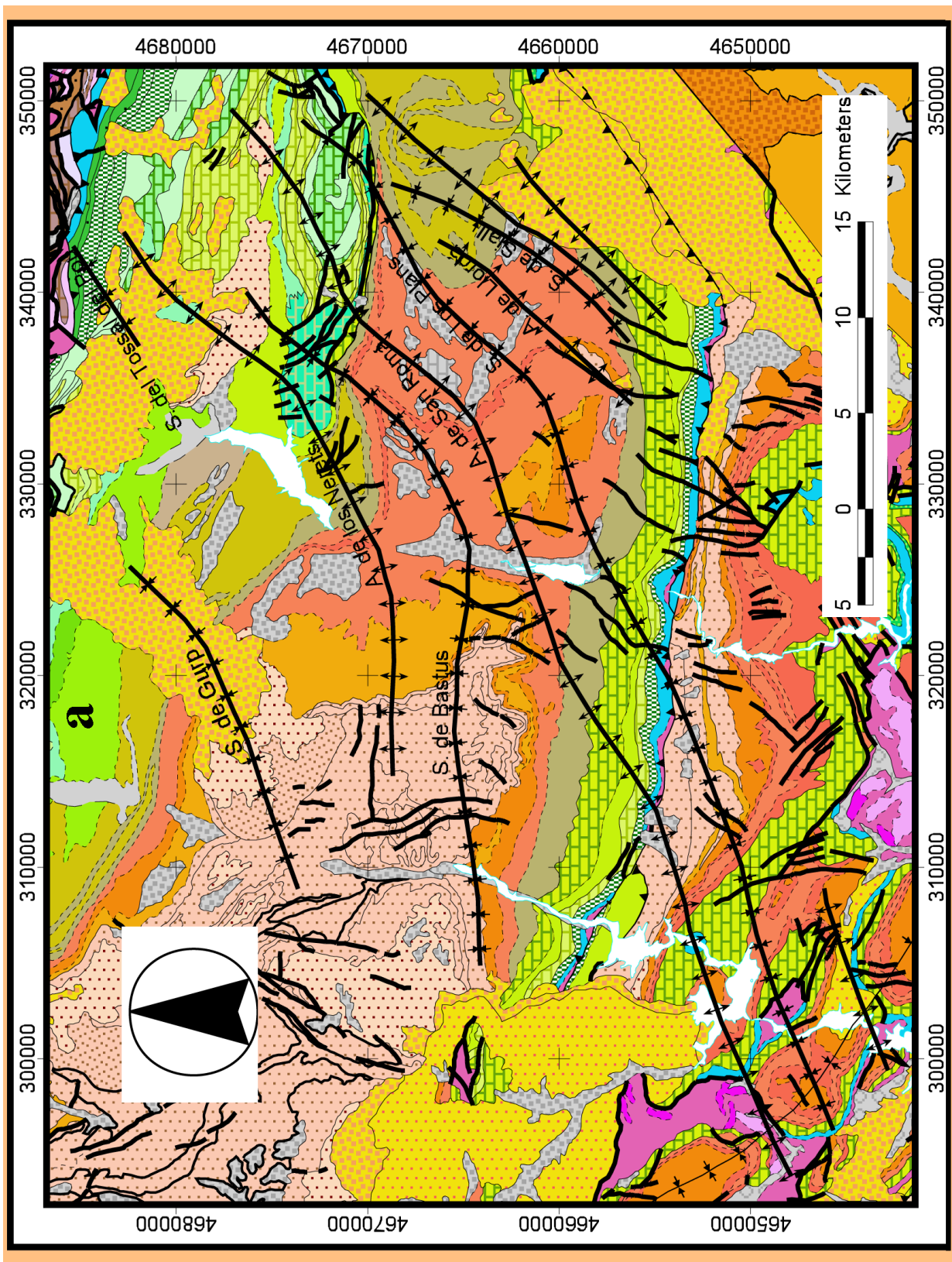


Figura 5.3a.

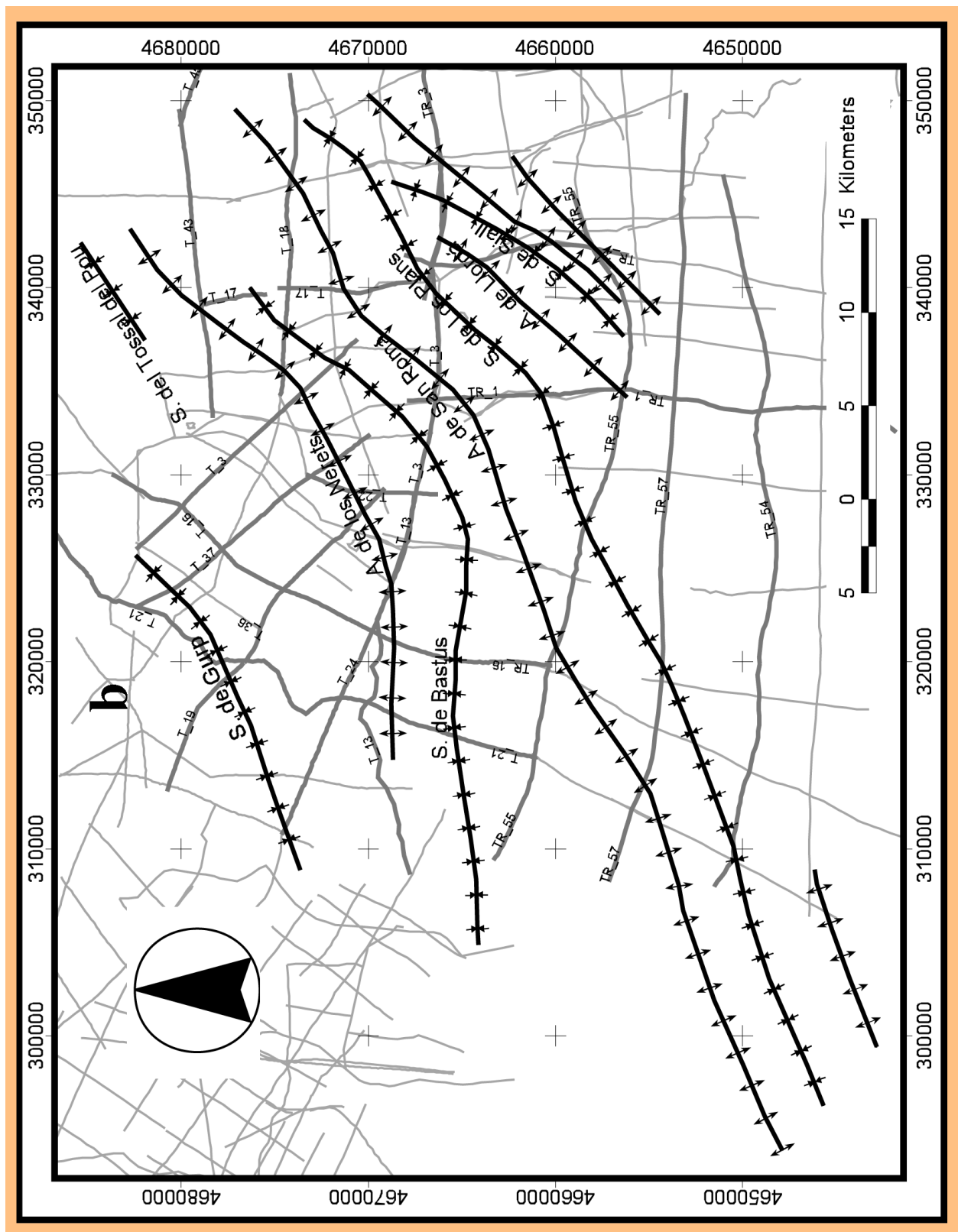


Figura 5.3b: Plano de posición y cartografía del conjunto de pliegues propuesto. a) Plano geológico de fondo, tomado de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología, apartado 3.3). b) Plano de posición del conjunto de pliegues propuestos, sobre el plano de posición de las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo.

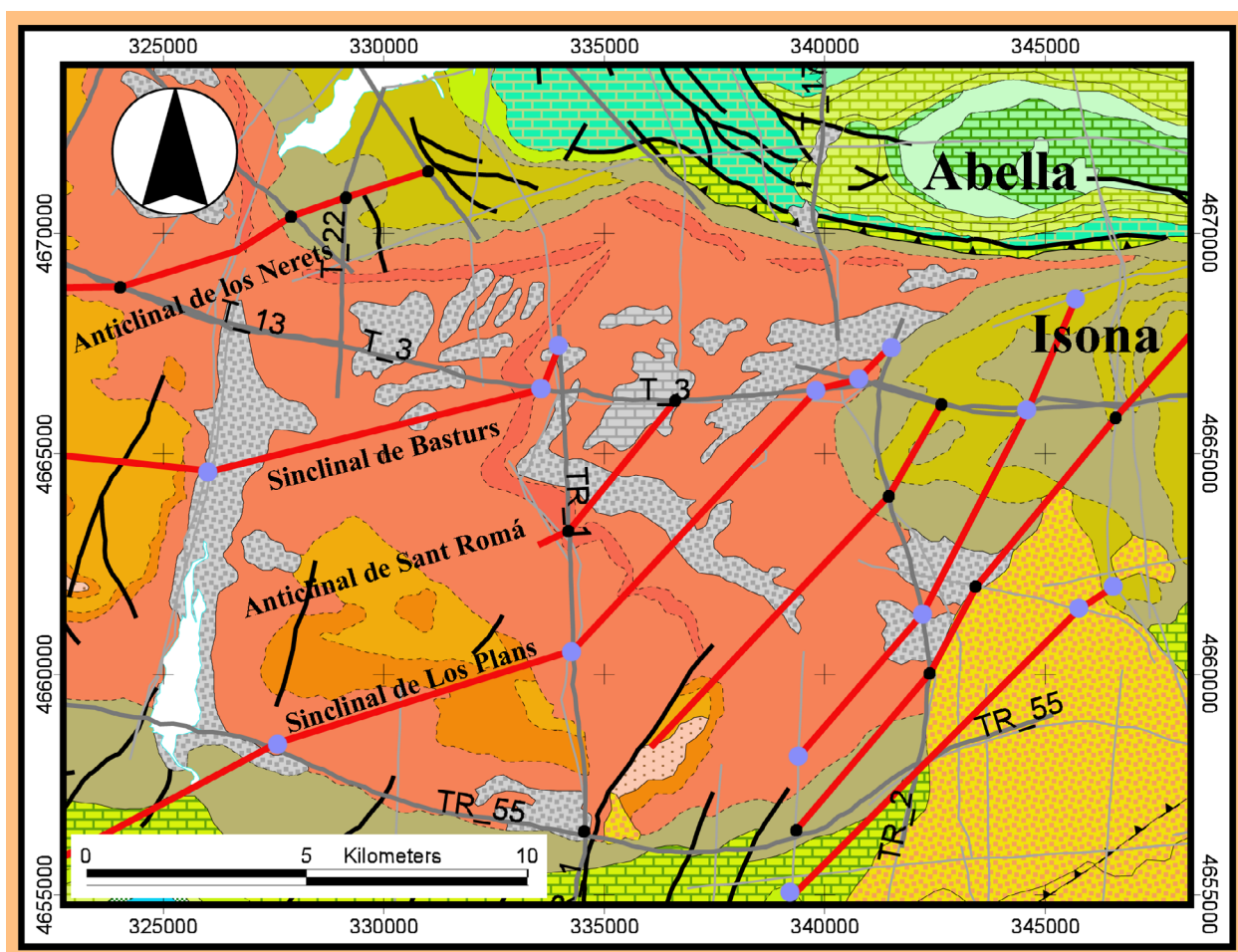


Figura 5.4: Situación de los puntos de charnela obtenidos de las distintas líneas sísmicas en la zona del sinclinal de Trep y al W del domo de Isona. En puntos azules los sinclinales y en negro los anticlinales. La única posibilidad de correlación entre éstos es en dirección NE-SW. En esta dirección son correlacionables con los pliegues cartografiados tanto en el mapa 1:25.000 del ICC de Isona (nº 29-2-1) como con los trabajos de Cuevas (1992).

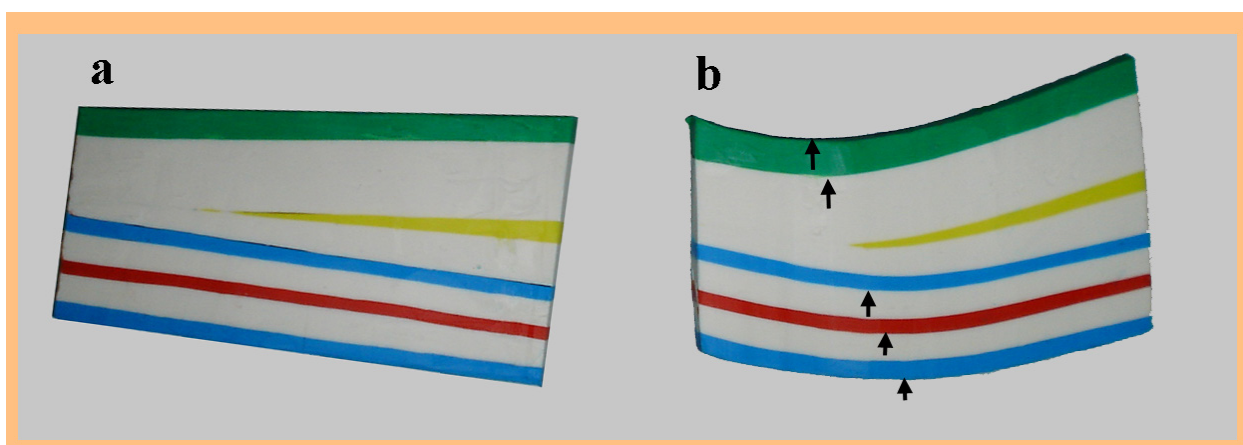


Figura 5.5: Modelo de plastilina realizado por Otto Kälin, que refleja en sección cómo la charnela de un pliegue en una serie anisópaca migra en profundidad hacia la zona de mayor espesor. a) Estado inicial, b) Estado deformado.

Por las observaciones realizadas tanto en secciones como en superficies tridimensionales, se puede generalizar que en estos pliegues se produce una migración de la charnela hacia la zona que presenta incrementos de espesor (ver figura 5.5) (Ramsay y Hubert, 1987). Esta desviación de la vertical en los planos de charnela, provocada por diferencias en los espesores se encuentra frecuentemente tanto para anticlinales como para sinclinales, en este sector de la Unidad Surpirenaica Central. Un ejemplo claro de esta situación a escala de sísmica se observa en la línea T-16 (ver fig. 5.11).

Los límites hacia el NE y SW de estos pliegues oblicuos no están claros. Hacia el norte el sinclinal de Santa Fe supone una barrera de observación para

estas estructuras a partir de la cual es muy difícil su correlación, lo cual no quiere decir que desaparezcan, ya que se han localizado afectando a los conglomerados de Collegats (en la Pobla de Segur). Es muy probable que la dificultad de observación se deba al incremento espectacular de espesor que se produce en esa dirección, principalmente a partir de las unidades del Cretácico inferior (García Senz, 2002). Por otro lado, hacia el SW los pliegues oblicuos se continúan cartográficamente de manera clara pero sutil, hasta la intersección con el sinclinal de Tragó de la Noguera, al que deforman (fig. 5.3 y 5.23). Más allá en esta dirección es ya difícil apreciar si continúan o no.

5.2. Metodología aplicada

Para la descripción de este conjunto de pliegues se integrará información de perfiles sísmicos, datos de campo y cartografías geológicas existentes, así como los modelos de superficie (gestión 3D de ortofotos, MDTs y mapas geológicos en GIS, ver en el capítulo de metodología).

En el caso de los datos obtenidos a partir de las líneas sísmicas se utilizará la facies sísmica del marcador que esté más bajo estratigráficamente por encima de los niveles de despegue atribuidos a facies Keuper (reflector atribuido al Jurásico y siempre representado en azul en las figuras en las que aparezcan interpretaciones de perfiles sísmicos). Esto no siempre será posible, por la baja calidad de algunas de las líneas. En estos casos, se describirán los parámetros correspondientes sobre el marcador continuo estratigráficamente más profundo dentro del alóctono. Con ello se pretenden obviar los problemas derivados de las diferencias de espesor de la columna de sedimentos plegada y de la amortiguación de la amplitud en la vertical.

Los datos de amplitud obtenidos a partir de líneas sísmicas serán expresados en tiempos dobles (TWT). La profundidad en tiempos a la que se toman estas medidas probablemente no será la misma en casi ningún caso, con lo cual, la transformación de las amplitudes a metros de espesor resulta ser algo problemático. Además, las secciones sísmicas utilizadas no son homogéneas en cuanto a los tipos de migración aplicados, muchas incluso no están migradas.

Empíricamente, a lo largo de la interpretación de los perfiles sísmicos de la USC (ver metodología, apartado 3.4.3), se ha comprobado que un valor de 275 metros para cada 100 milisegundos en tiempos dobles es una primera aproximación relativamente razonable. En cualquier caso, este problema excede el objetivo de este trabajo y no será desarrollado aquí.

La amplitud aproximada a partir de modelos de superficie se expresará en metros. Exactamente igual que para la interpretación de perfiles sísmicos, la amplitud se tomará en los niveles estratigráficos más bajos que sea posible.

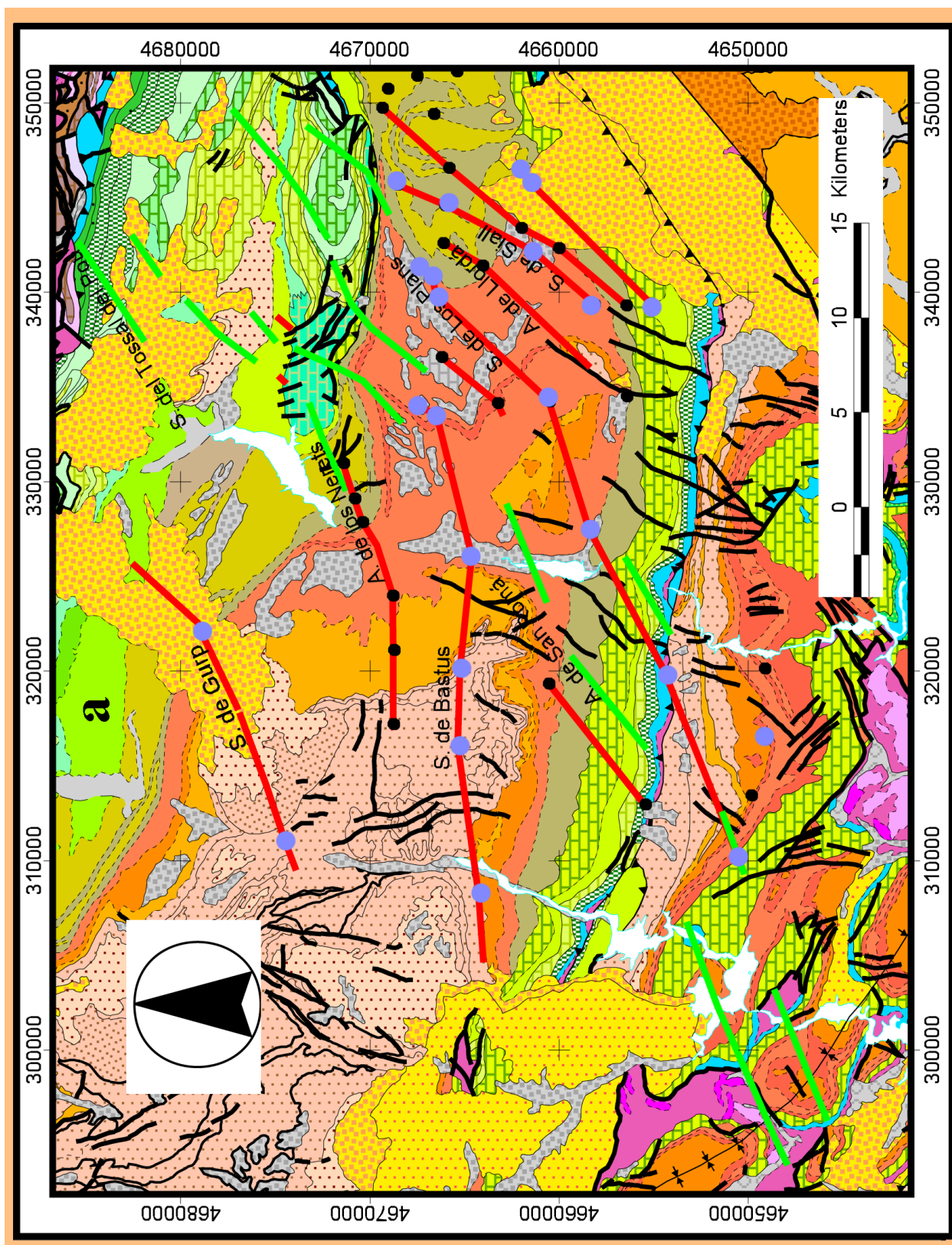


Figura 5.6a.

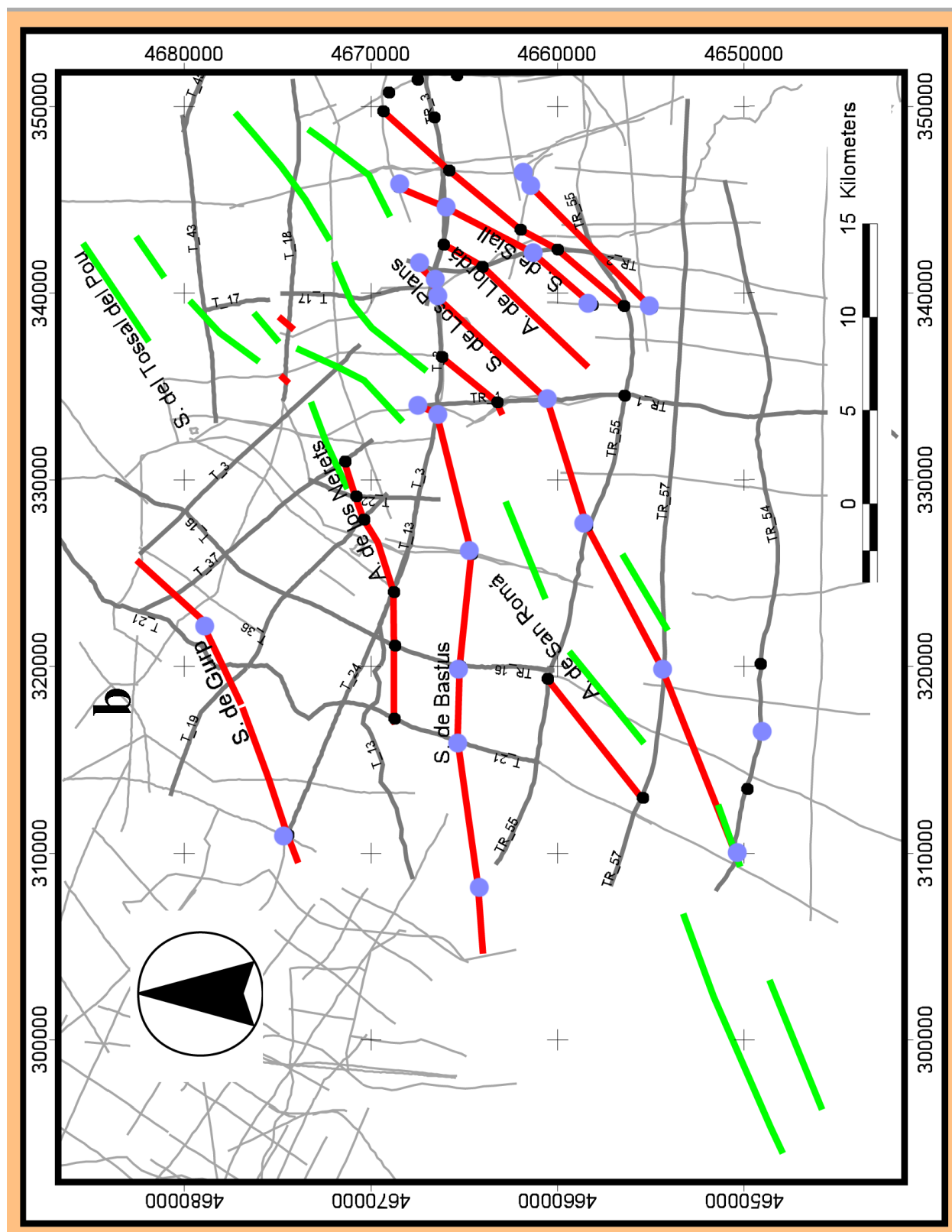


Figura 5.6b: Situación de los puntos de charnela obtenidos de las distintas líneas sísmicas. En azul los puntos correspondientes a sinclinales y en negro los anticlinales. En trazo rojo las correlaciones realizadas a partir de puntos de charnela de la sismica y en trazo verde los obtenidos a partir de datos de campo, modelos de superficie y cartografías geológicas. a) Correlación sobre plano geológico de fondo, tomado de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología, apartado 3.3. b) Sobre el plano de posición de las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo.

5.3 Descripción individualizada de los pliegues

Los pliegues identificados y cartografiados que pertenecen a este conjunto estructural son, de W a E (ver cartografía propuesta fig. 5.3):

1. Sinclinal de la sierra del Gurb.
2. Sinclinal del Tossal del Pou.
3. Anticlinal de los Nerets.
4. Sinclinal de Bastús.
5. Anticlinal de Sant Romà.
6. Sinclinal de Los Plans.
7. Anticlinal de Llordà.
8. Sinclinal de Siall.

Por cuestiones de continuidad cartográfica, relevancia y sobre todo disponibilidad de datos, no se describirán todos sino sólo aquellos pliegues que permiten una descripción más completa con los datos disponibles en el momento de la realización de este trabajo, que son los de Nerets, Bastús, Sant Romà y Los Plans (ver fig. 5.6).

5.3.1 Anticlinal de los Nerets

Este anticlinal (fig. 5.7), bastante evidente a partir de las fotografías aéreas al SW de Sant Corneli, no había sido descrito hasta este momento, aunque está parcialmente cartografiado por Cuevas (1992). Además de su continuidad espacial de más de 25 km, este anticlinal destaca por la figura de interferencia casi perfecta que realiza al combinarse con la estructura de Boixols en el monte Sant Corneli.

Al este de Tremp se encuentra la zona donde mejor se aprecia en campo este anticlinal, como se ha comentado anteriormente. Aquí se puede medir esta estructura en materiales pertenecientes a la Fm. Aren y también en facies "Garum". Este anticlinal se sigue desde los conglomerados de la Pobla en Collegats, pasando por Pessonada, el alto del Sant Corneli, la sierra de los Nerets y llega al menos hasta el sur de Figols de Tremp.

Las terminaciones NE y SW de este pliegue no se definen con claridad. Para la terminación NE, el último punto evidente de su existencia se encuentra

al norte de Pessonada (ver modelos de superficie fig. 5.9). Sin embargo, la existencia de un sinclinal de dirección N52 en el Tossal del Pou, que pliega los conglomerados de Collegats y se sitúa justo al noroeste de la posible traza cartográfica del anticlinal de los Nerets (ver foto y fig. 5.8), permite suponer la continuación del anticlinal de los Nerets casi hasta el retrocabalgamiento de Morrerres, como pareja del sinclinal del Tossal del Pou.

La continuación hacia SW de la estructura anticlinal de los Nerets se pierde más allá de su intersección con la línea T-21 (último punto definido). La línea T-13 que debería cruzarse en su camino aparece con poca señal en esta zona, pues su orientación demasiado paralela al eje de la estructura no ayuda a su identificación. Más al oeste entra en conflicto con estructuras de mayor tamaño (el Montsec en Tolva) y ya no es posible la identificación de este anticlinal.

A continuación se detallan algunas de las evidencias de la existencia de este anticlinal de NE a SW:

- Conglomerados de la Pobla de Segur. La foto de campo (fig. 5.8) pone de relieve el sinclinal del Tossal del Pou que es el par hacia el W del anticlinal de los Nerets. En los modelos de superficie del área de Pessonada (fig. 5.9) se observan las dos estructuras sinclinal y anticlinal correspondientes. La amplitud del anticlinal es muy suave y su orientación se supone similar a la medida en el sinclinal adyacente, que tiene una dirección estimada en campo de N50-60.
- En la línea sísmica T-18, cdp 190. Su amplitud y longitud de onda no son medibles, dada la baja calidad de la señal sísmica.
- La propia geometría y cartografía del Sant Corneli, que como se indicará más adelante está condicionada por la interferencia de los pliegues NE-SW con la megaestructura de Abella (ver figs. 5.1 b y 5.23).

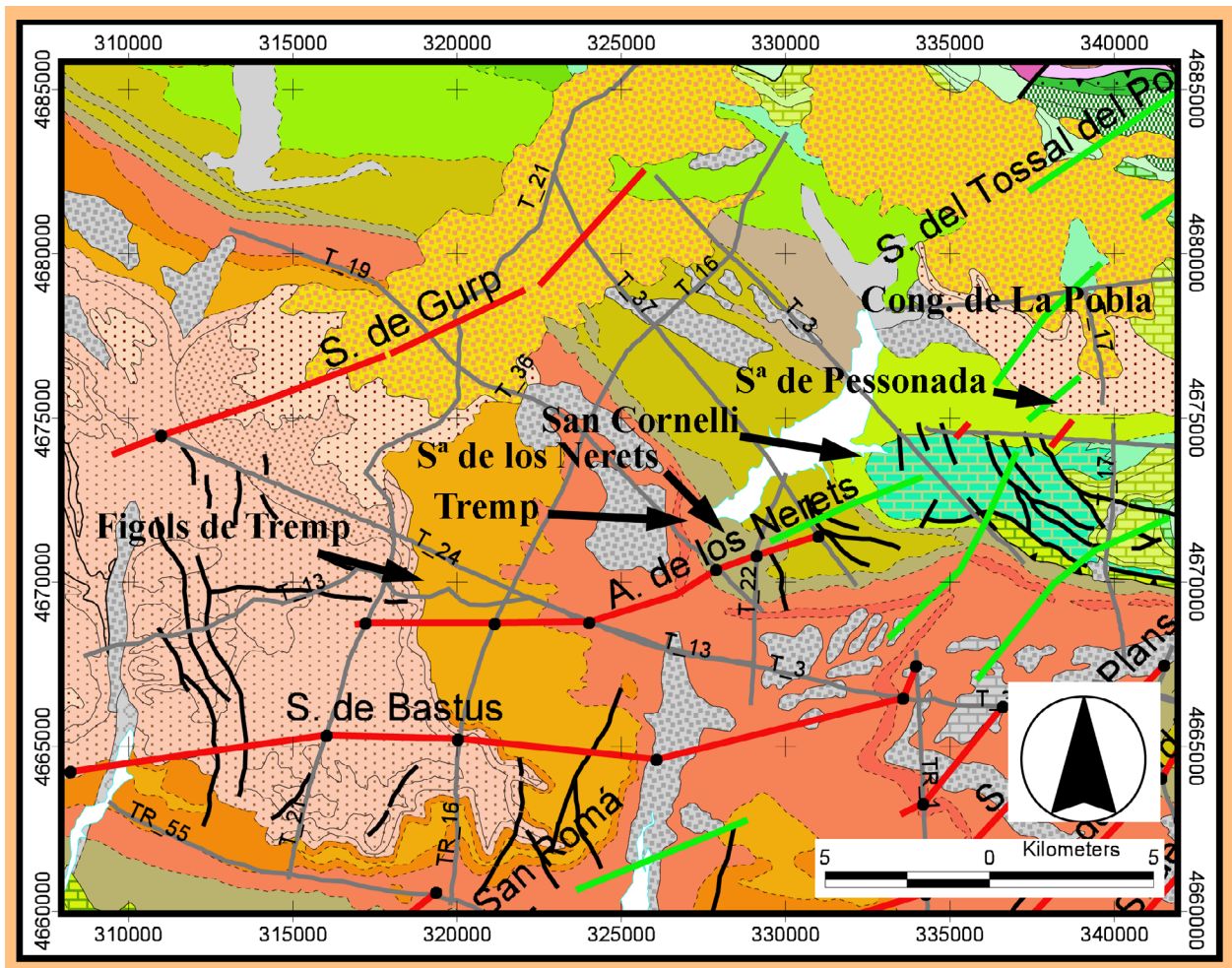


Figura 5.7: Localización de los distintos lugares utilizados en la descripción del anticlinal de los Nerets.



Figura 5.8: Fotografía del sinclinal del Tossal del Pou, tomada hacia el NE desde el sur del pueblo de Claveroll.

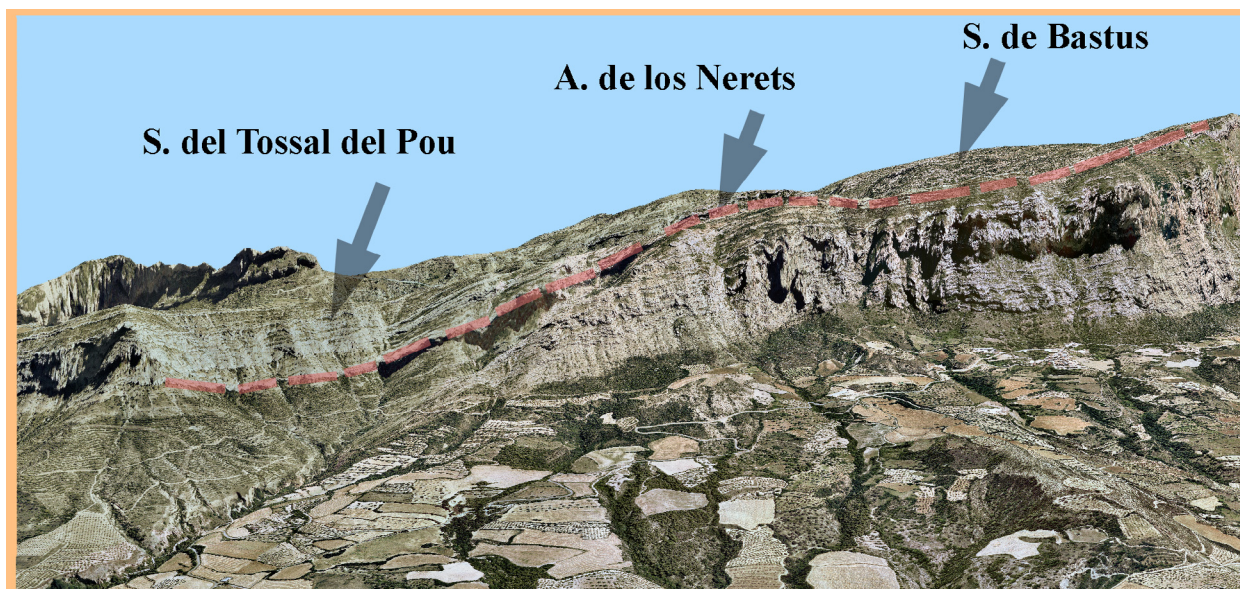


Figura 5.9: Modelo de superficie con ortofoto 1:5000 tapizando en la que se marcan los pliegues de Tossal del Pou, Nerets y Bastús. Vista en perspectiva desde el SW, 1.5 de exageración vertical. Se ha marcado una línea de capa.

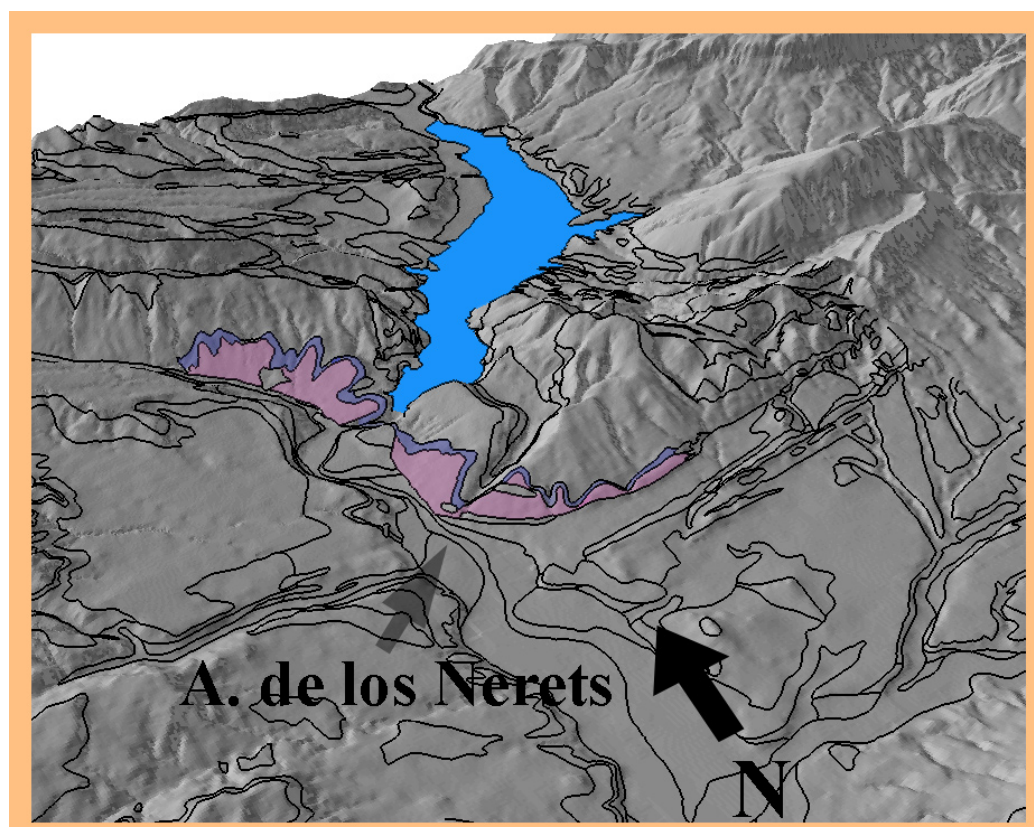


Figura 5.10: Vista en perspectiva desde el SW del anticlinal de los Nerets. Los contactos que tapizan el modelo de superficie se han tomado de la cartografía 1:50.000 del ICC y se han destacado en color dos capas de la Fm. Aren para evidenciar la estructura. 1.5 de exageración vertical. En azul el pantano de Sant Antoni para localización.

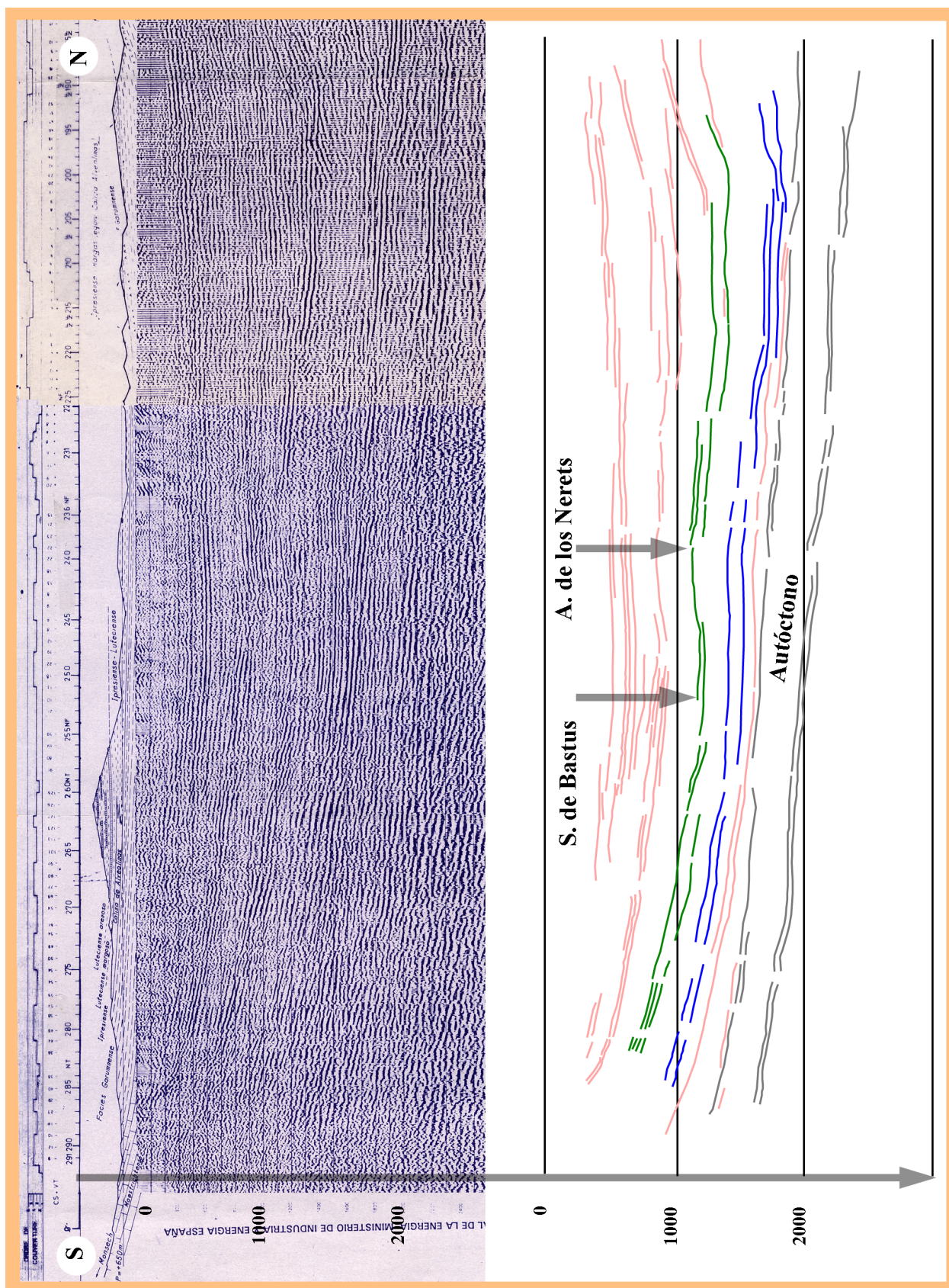


Figura 5.11: Línea sísmica T 16 e interpretación. En azul el reflector más bajo de la secuencia alóctona del sinclinal de Tremp, atribuido al Jurásico. Se han señalado los pliegues de Bastús y los Nerets. No está incluida la totalidad de la línea sísmica, que continúa al N.

- En la línea sísmica T-37, cdp 169. Su amplitud no es medible, dada la baja calidad de la señal sísmica.
- La línea sísmica T-22 muestra la estructura pero no permite medir la amplitud al no cruzar completamente el anticlinal.
- En la línea sísmica T-19, cdp 98 se aprecia la estructura anticlinal, pero un fallo de cobertura impide tomar una medida de la amplitud. Una aproximación con un margen de error importante lo podría estimar en alrededor de 200 ms.
- A partir de las cartografías geológicas de la zona (1:25.000 de Vilamitjana (290-1-1) y 1:250.000, ambos mapas del ICC) se pone de manifiesto la existencia del anticlinal de los Nerets pasando a lo largo del sinclinorio de Tremp y afectando a los materiales de la Fm. Aren y Tremp y del Eoceno inferior. Además, en la zona inmediatamente al este de Tremp este anticlinal está cartografiado por Cuevas (1992), aunque correlacionado como la terminación occidental del Sant Corneli. En esta zona también es fácilmente identificable en las ortofotos, modelos digitales del terreno y pares estéreo convencionales (fig. 5.10).

En su continuación hacia el SW la cartografía de esta estructura coincide con los siguientes tres puntos donde se ha localizado vía perfiles sísmicos:

- Línea sísmica T-24, cdp 92 y T-13, cdp 135. La amplitud medida en la línea T-24 es de 147 ms.
- Línea sísmica T-16, cdp 234. Amplitud medida, 59 ms (fig. 5.11).
- Línea sísmica T-21, cdp 230. Amplitud medida, 112 ms.

Como ya se ha comentado, no se puede continuar esta estructura en dirección SW ya que, para este caso, la señal sísmica de las líneas involucradas en su posible continuación es relativamente po-

bre y además se orientan muy paralelas con respecto a su traza, lo que dificulta su identificación.

5.3.2. Sinclinal de Bastús

Ya conocido y cartografiado en el área de Bastús - Barranc de la Costa Gran (mapa geológico 1:25.000 de ISONA [290-2-1] del ICC), el sinclinal de Bastús es también una estructura continua NE-SW a lo largo de al menos 38 kilómetros. Se desarrolla como tal desde el NE del Sant Corneli, en donde se aprecia todavía en la línea T-18 y en los modelos de superficie realizados justo al NE de Pessonada. Atraviesa la estructura de Boixols al oeste de Abella y continúa a través del sinclinorio de Tremp, dejando claras evidencias de su paso, hasta el flanco norte del Montsec entrando a la altura del pueblo de Castelnou del Montsec. Se tienen aquí referencias en las líneas sísmicas T-21 y TR-55. Tanto la terminación noreste como la suroeste de este sinclinal no son nada evidentes. Hacia el noreste la señal se pierde por la baja calidad de las líneas T-17 y T-43 y por la aparente pérdida de amplitud del pliegue en dirección N. En la terminación suroeste, además de no existir líneas sísmicas que crucen su teórico trazado, la prolongación de esta estructura va a parar a la zona del diapiro de Tolva, cuya geometría de mucho mayor tamaño enmascara su existencia. En cualquier caso, no se puede descartar que el trazado cartográfico de este sinclinal pudiera continuar en ambos extremos.

A continuación se detallan algunas de las evidencias de la existencia de este sinclinal de NE a SW:

- El dato más al NE se observa en los modelos de superficie del área de Pessonada, donde se aprecia una morfología sinclinal suave en los conglomerados de la Poble de Segur (fig. 5.9).
- A continuación, en la línea sísmica T-18, cdp 165. Su amplitud no es medible dada la baja calidad de la señal sísmica.

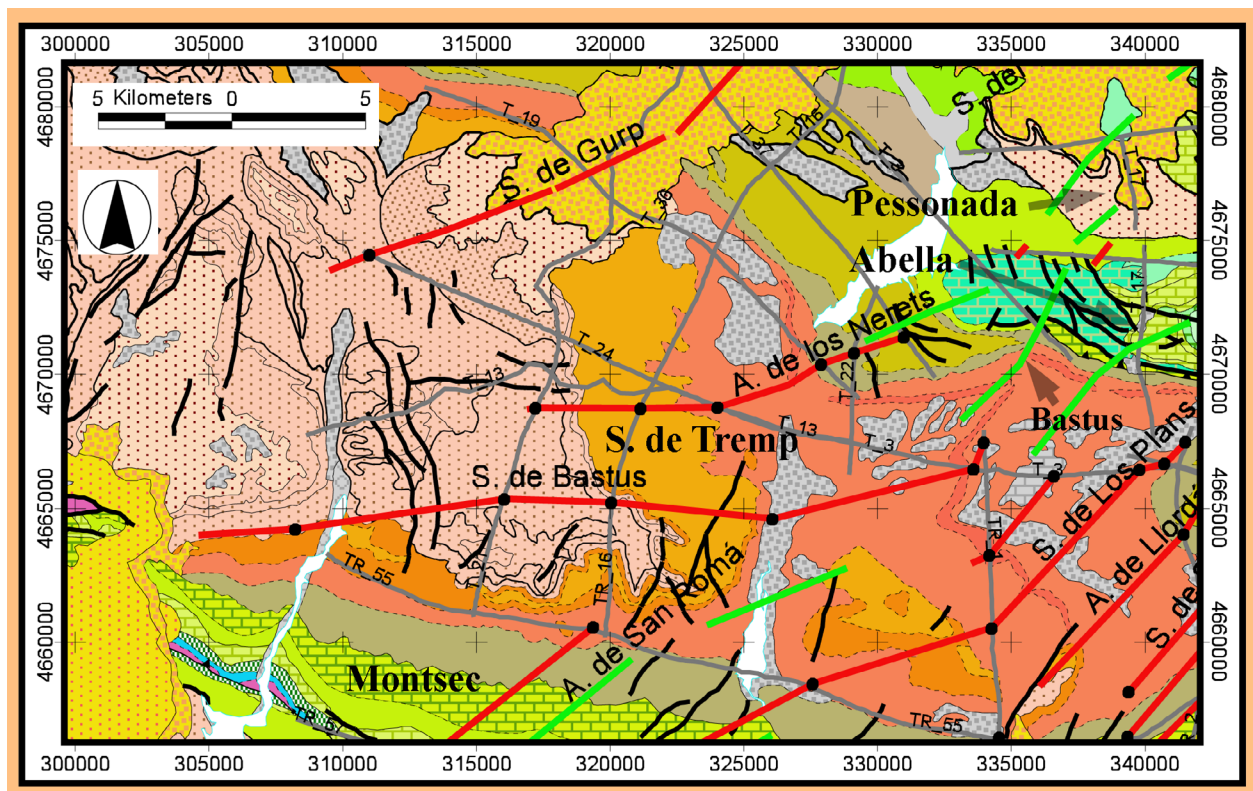


Figura 5.12: Localización de los distintos lugares utilizados en la descripción del sinclinal de Bastús.

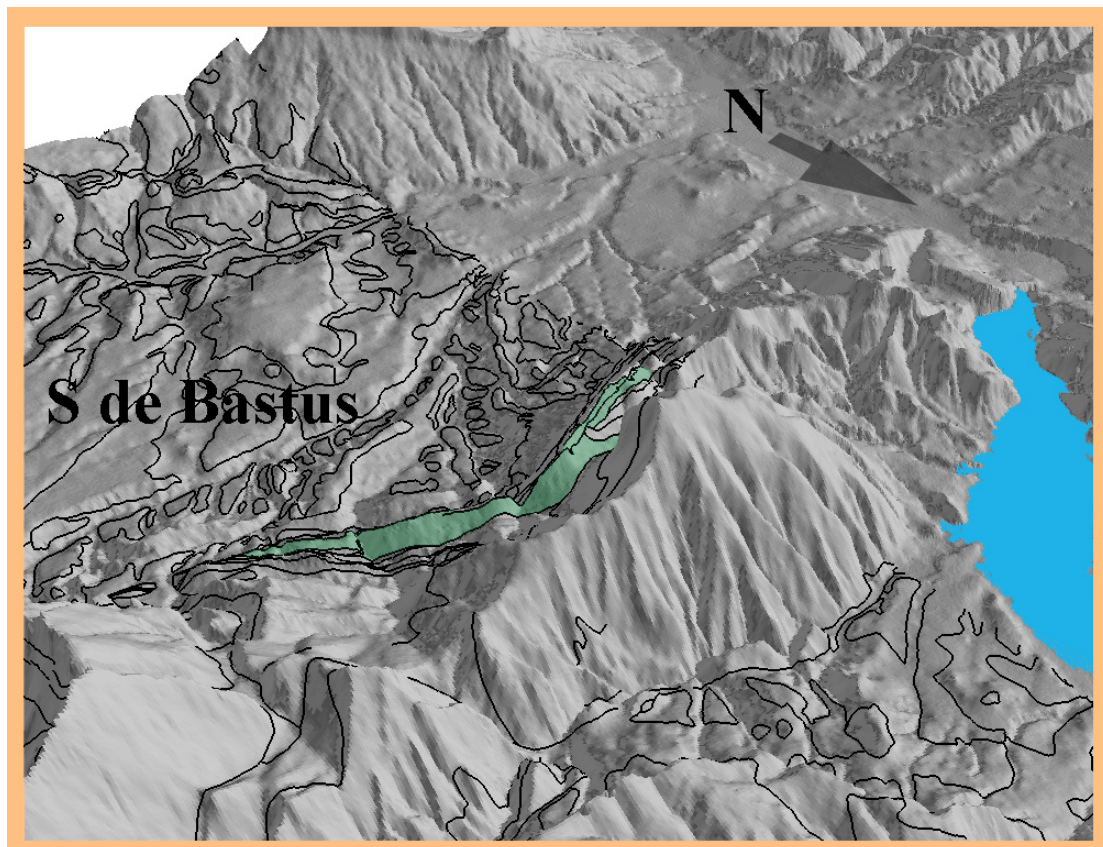


Figura 5.13: Vista en perspectiva desde el NE del sinclinal de Bastús. Los contactos que tapizan el modelo de superficie se han tomado de la cartografía 1:50.000 del ICC y se han destacado en color una capa de la Fm. Aren para evidenciar la estructura. 1.5 de exageración vertical. En azul el pantano de Sant Antoni para localización.

- En los modelos de superficie a través del San Corneli, que indican una clara interferencia con la estructura de Abella. El sinclinal de Bastús está cartografiado en el mapa 1:25.000 del ICC de Isona (290-2-1) y se observa muy bien tanto en el modelo de superficie de la zona del Barranc de la Costa Gran como en el mapa geológico 1:250.000 de Cataluña (ICC). Aquí tiene una longitud de onda próxima a los 3 kilómetros. (fig. 5.13). A partir de la cartografía y del MDT se observa claramente que su eje tiene una dirección NE-SW.
- Hacia el SW, los siguientes puntos donde se detecta el sinclinal de Bastús son: en la línea TR-1, en su extremo norte (amplitud aproximada de 43 ms, ver fig. 5.17) y en la línea T-3, cdp 252 (fig. 5.14). Aquí, la falta de continuidad lateral de esta línea hacia el oeste no permite medir exactamente la amplitud del sinclinal. Aun así, la medida aproximada sería de 75 ms.
- Continuando hacia el SW, el siguiente punto de correlación sería en la línea TR-5N en la que se observa una morfología sinclinal de interferencia entre el sinclinorio de Tremp y el sinclinal de Bastús. A causa de la poca continuidad espacial de esta línea N-S no se ven los puntos de charnela de los anticlinales adyacentes y por tanto no es posible medir la longitud de onda o amplitud del sinclinal pero su correlación es clara. Aproximadamente el punto de charnela se situaría en el CDP 230.
- La siguiente evidencia la encontramos en la línea T-16 sobre el CDP 258 (fig. 5.11). Aquí la amplitud medida es de 64 ms.
- El siguiente punto de correlación se observa en las cartografías y en los modelos de superficie muy cerca de San Esteve de la Sarga.
- Por último se observa el sinclinal de Bastús en la línea T-21, cdp 262, con una amplitud de 62 ms. y también en la línea TR-55. Hacia el extremo W de

esta última línea, se observa claramente la tendencia de paso de anticlinal a sinclinal. No es posible medir aquí la amplitud y la posición de la charnela sinclinal se sitúa de manera tentativa un poco más al W del final de la línea sísmica.

A partir de aquí este pliegue interfiere con la propia estructura del Montsec y resulta muy difícil continuar su trayectoria. Además existe poca información de perfiles sísmicos en la proyección de su posible continuación.

5.3.3 Anticlinal de Sant Romà

Como se dijo anteriormente, los primeros indicios de la existencia de este anticlinal se deben a Enric Vicens (fig. 5.1). Una vez localizado este anticlinal en el modelo de superficie y definida la dirección de su eje, se han encontrado claros indicios de su continuidad hacia el SW y NE que permiten cartografiar esta estructura de manera continua durante mas de 60 kilómetros.

El anticlinal de Sant Romà se puede seguir a lo largo de una traza que atraviesa desde el NE el sinclinal de Santa Fe, pasa por el anticlinal de Abella saliendo a la altura del Barranc de Monteguida, atraviesa el sinclinorio de Tremp muy cerca de Llimiana, remonta la cresta del Montsec y después de pasar por el sinclinal de Ager llega al anticlinal de Millá a la altura del río Noguera Ribagorzana (fig. 5.15). Desde ahí se puede continuar cartográficamente hasta la estructura de Tragó de la Noguera. Sus límites cartográficos permanecen todavía abiertos. Al noreste, la falta de calidad de las líneas sísmicas que se cruzan en su teórico camino (T-45 y T-46) hacen que sea muy difícil la evidencia de continuidad más allá de su cruce con el sinclinal de Santa Fe. Al Suroeste del anticlinal de Millá no existen líneas sísmicas que pudieran pasar cerca de su trazado.

Según las cartografías geológicas regionales, no parece haber impedimentos para que esta estructura continúe hacia los afloramientos de Keuper que al sur de Estopiñan cortan la continuidad cartográfica del sinclinal de Tragó.

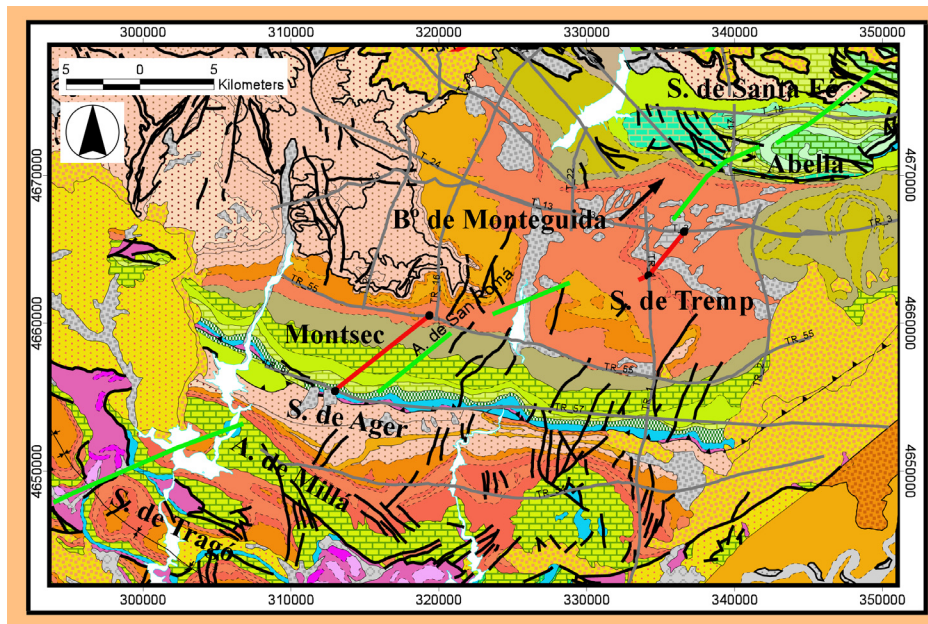


Figura 5.15: Localización de los distintos lugares utilizados en la descripción del anticlinal de San Romà.

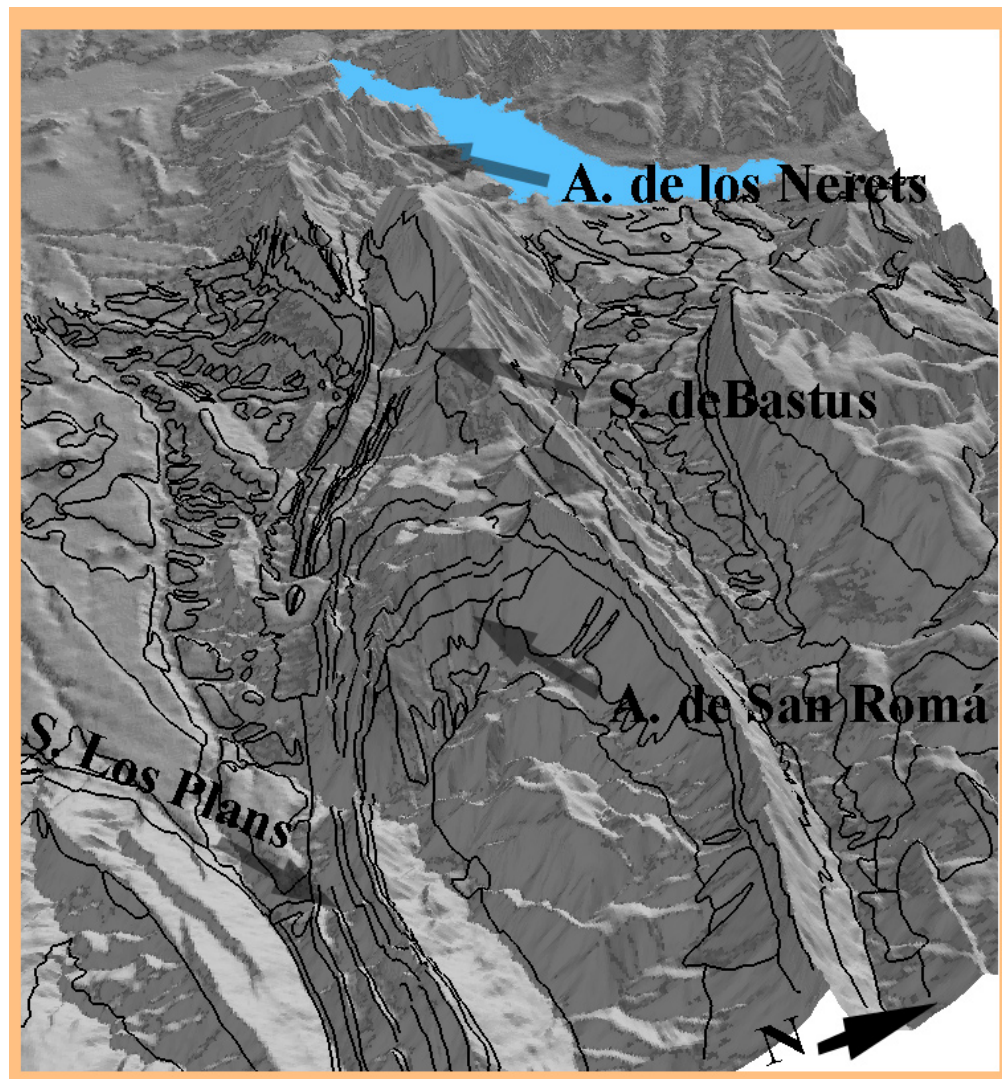
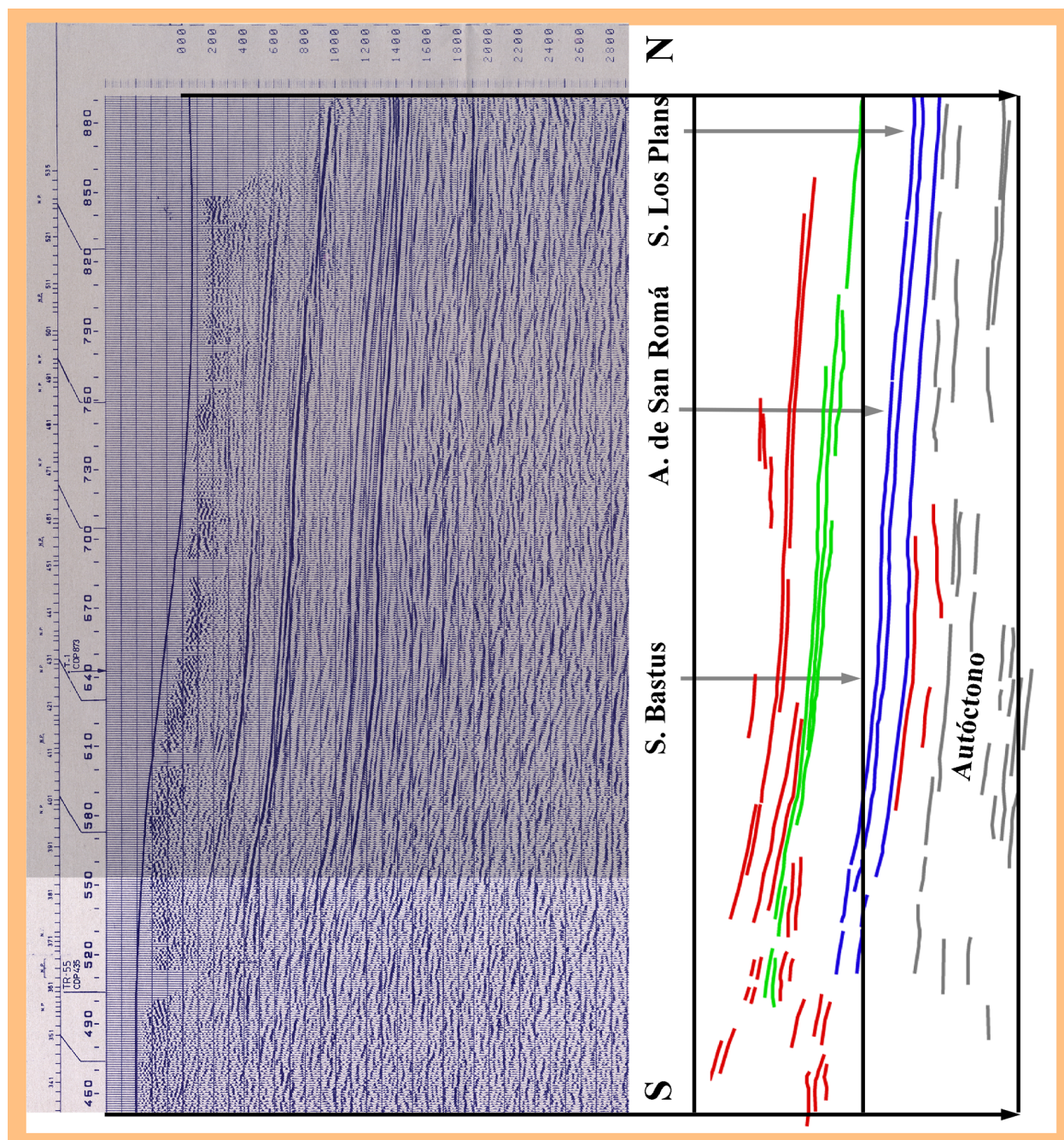


Figura 5.16: Vista en perspectiva desde el E de los pliegues de San Romà, Bastús y Nerets. Los contactos que tapizan el modelo de superficie se han tomado de la cartografía 1:50.000 del ICC. Aren para evidenciar la estructura. 1.5 de exageración vertical. En azul el pantano de Sant Antoni para localización.

Figura 5.17: Fragmento N de la línea sísmica TR-1 e interpretación. En azul el reflector más bajo de la secuencia alóctona del sinclinal de Tremp, atribuido al Jurásico. Se han señalado los pliegues de Bastús, San Romá y Los Plans.



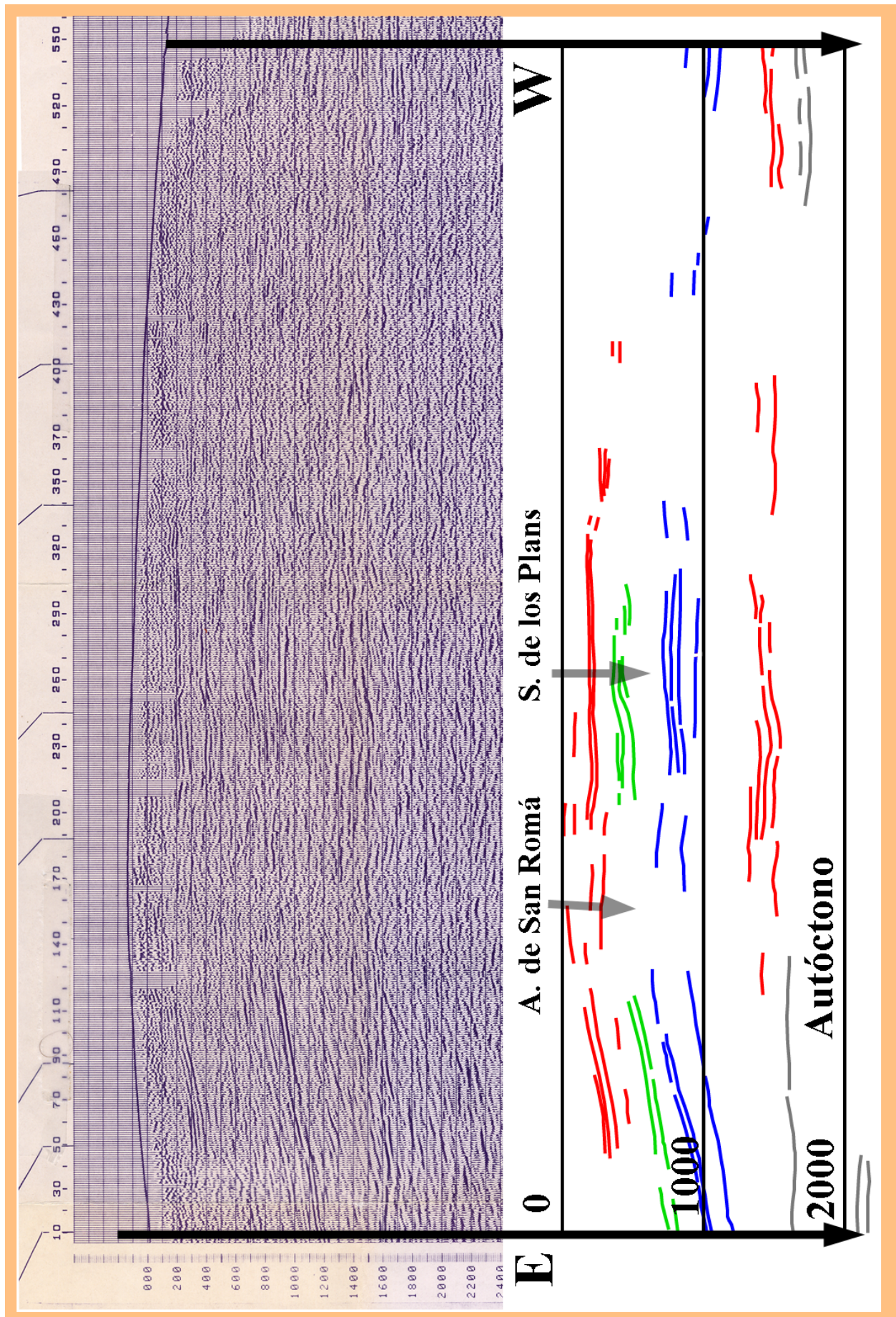


Figura 5.18: Fragmento W de la línea sísmica TR-55 e interpretación. En azul el reflector más bajo de la secuencia alóctona del sinclinal de Tresp, atribuido al Jurásico. Se han señalado los pliegues de San Romá y Los Plans.

A continuación se detallan algunas de las evidencias de la existencia de este anticlinal de NE a SW:

- Las cartografías geológicas y los modelos de superficie avalan la presencia de esta estructura cruzando el sinclinal de Santa Fe y el anticlinal de Abella. Esta interferencia de pliegues ondula la traza cartográfica de la estructura de Boixols, de tal manera que dichas estructuras resultan ser previas a la formación del anticlinal de San Romà.
- En el Barranc de Monteguida el anticlinal tiene una longitud de onda aproximada de casi dos kilómetros. Se observan, tanto en ortofoto como en el modelo de superficie, las estructuras radiales extensionales a lo largo del eje anticlinal (fig. 5.1 y 5.16).
- Hacia el SW, en la línea sísmica T-3 se observa un claro anticlinal con culminación cerca del CDP 248, a pesar de ser un corte ligeramente oblicuo a la perpendicular ideal del eje (fig. 5.14). En esta sección sísmica, el anticlinal

aparece prácticamente simétrico, muy suave; su núcleo está relleno de materiales atribuibles a la facies Keuper y por tanto de comportamiento dúctil. Afecta a toda la sucesión en la vertical, desde el Jurásico hasta la Fm. Tremp, tiene una amplitud de 55 ms y una longitud de onda de algo más de dos kilómetros.

- El siguiente punto de charnela se identifica en la línea TR-1 a la altura del CDP 740 (fig. 5.17). El anticlinal aquí sigue perfectamente en la dirección NE-SW y se correlaciona con el mismo anticlinal de Sant Romà en la línea T-3. Aquí observamos una pérdida de amplitud e incremento de longitud de onda del pliegue, a pesar de que lo que se observa es un corte aparente, muy oblicuo a la estructura. En esta línea sísmica se pueden correlacionar tanto los puntos de charnela como los puntos de inflexión con los sinclinales adyacentes (sinclinal de Bastús y sinclinal de Los Plans). Para este punto el anticlinal tiene una amplitud de 40 ms y una longitud de onda de 2.5 km.

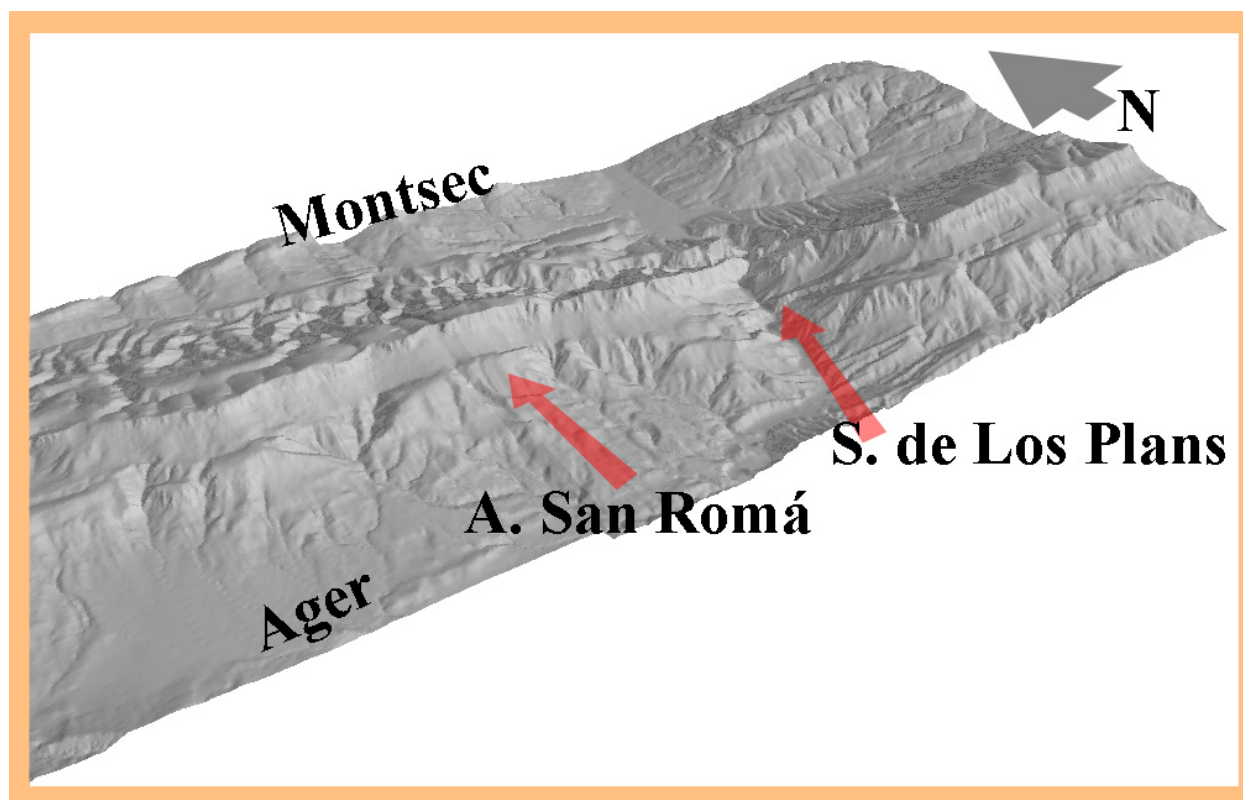


Figura 5.19: Vista en perspectiva desde el SW del Montsec, en el que se observa en su flanco norte los pliegues de San Romà y Los Plans. 1.5 de exageración vertical.

- Continuando la misma dirección de eje anticlinal, volvemos a encontrarlo en el modelo de superficie de la zona de Llimiana.
- También se observa claramente en la línea TR-55, cdp 330, con una amplitud de 123 ms (fig. 5.18). Aquí este patrón geométrico de pliegues interfiere con la propia estructura del Montsec.
- Atravesando el flanco norte de la estructura del Montsec, se sigue observando este anticlinal. En el MDT y modelos de superficie se observa que tiene bastante menos amplitud y un importante incremento en su longitud de onda. La charnela anticlinal se localiza cerca del paso del Terradets. (fig. 5.19)
- Asimismo, en la línea TR-57 en el cdp 195 se localiza de nuevo la charnela anticlinal con amplitud de 49 ms.
- El siguiente punto de control sería en el propio anticlinal de Millá, en su intersección con el río Noguera Nibagorzana. Aquí tanto la cartografía geológica como la doble inmersión axial del propio anticlinal de Millá nos indican la presencia de esta estructura (fig.5.23).
- Por último, su traza se puede continuar hasta su interferencia con el sinclinal de Tragó de la Noguera, unos 10 km al SW del anticlinal de Millá (fig.5.23). A partir de aquí, su posible continuidad estructural no se ha podido comprobar, aunque tampoco es descartable.

5.3.4 Sinclinal de Los Plans

Hasta el momento, la única referencia a esta estructura la hemos encontrado en el trabajo de García Senz (2002), el cual lo cartografía en los materiales del Cretácico inferior inmediatamente al norte del pueblo de Boixols.

Según esta cartografía, este sinclinal tiene dirección aproximadamente N45 y poca continuidad lateral (apenas 1 km). Sin embargo, existen otras evidencias cartográficas y geofísicas que permiten correlacionar esta estructura a lo largo de más de 50 kilómetros, desde el sur del sinclinal de Santa Fe hasta Sierras Marginales, pasando por encima de las estructuras de Abella, Tremp y Montsec (fig. 5.20).

A continuación se detallan algunas de las evidencias de la existencia de este anticlinal de NE a SW:

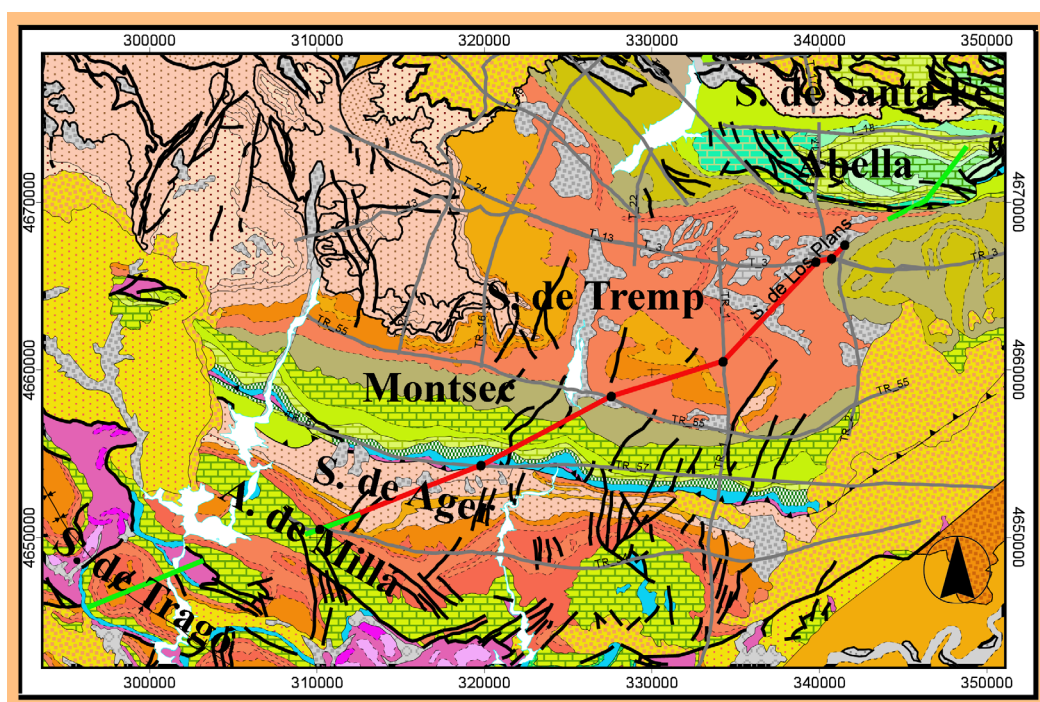


Figura 5.20: Localización de los distintos lugares utilizados en la descripción del sinclinal de los Plans.

- Su posible presencia y correlación es dudosa en la línea T-18, al norte del sinclinal de Santa Fe, pero al igual que para el anticlinal de Sant Romá, tanto las cartografías geológicas como los modelos de superficie vuelven a avalar la presencia de esta estructura cruzando de manera evidente el sinclinal de Santa Fe y el anticlinal de Abella. Además (fig. 5.21), en esta zona el sinclinal de Los Plans está parcialmente cartografiado por García Senz (2002).
- En la cartografía y modelos de superficie del sinclinal de Faidella se puede apreciar el paso del sinclinal como ligeras desviaciones de la dirección de las capas en su prolongación hacia el SW desde la localidad anterior (fig. 5.16).
- En dirección SW se vuelve a encontrar en la línea sísmica TR-2, cdp 397 (fig. 5.22). La amplitud aproximada aquí es de 48 ms.
- Después vuelve a aparecer en la línea sísmica TR-3, a la altura del cdp 35. En este punto su amplitud es dudosa, al interferir con la estructura del domo de Isona.
- Se continúa en la línea sísmica T-3, cdp 227, con una amplitud medida aquí de 74 ms (fig. 5.14).
- El siguiente punto se encuentra en la línea sísmica TR-1, en el cdp 640, con una amplitud de 35 ms (fig. 5.17).
- También en la línea TR-55 se puede observar este sinclinal, aunque con dificultad dada la baja calidad de la línea sísmica (fig. 5.18).
- A continuación el sinclinal de Los Plans se aprecia en los modelos de superficie a lo largo del Montsec, en la zona cercana al río Noguera Pallaresa (fig. 5.19). Aquí continúa siendo el par del anticlinal de Sant Romá y se puede

correlacionar hacia el SE con la línea TR-57. En esta línea, tanto el anticlinal de Sant Romá como el sinclinal de Los Plans se marcan de manera muy suave, como ligeras inflexiones en unos reflectores con alta impedancia acústica. El sinclinal se sitúa en el cdp 295.

- También se podría continuar en la línea TR-54, cdp 1110, con una amplitud pequeña, pero en esta línea la calidad es muy baja en esta zona y apenas permite discriminar el pliegue.
- A partir de aquí, sólo la resultante cartográfica de la interferencia con las estructuras mayores de Millá y Tragó de la Noguera permite su continuación (fig. 5.23).

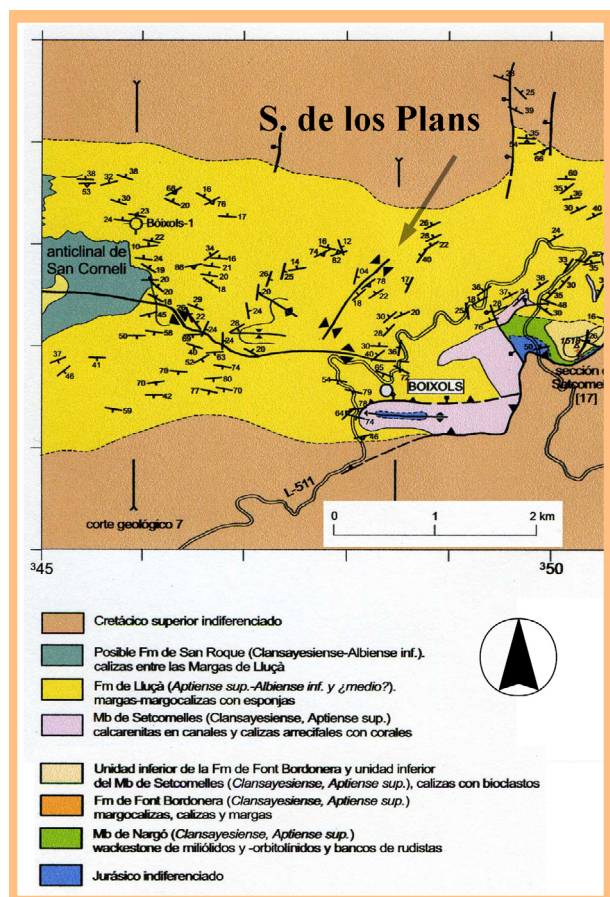


Figura 5.21: Cartografía geológica de los alrededores del pueblo de Boixols. Se ha señalado la posición del sinclinal de los Plans. Modificado de la fig. 2.46 de García Senz (2002).

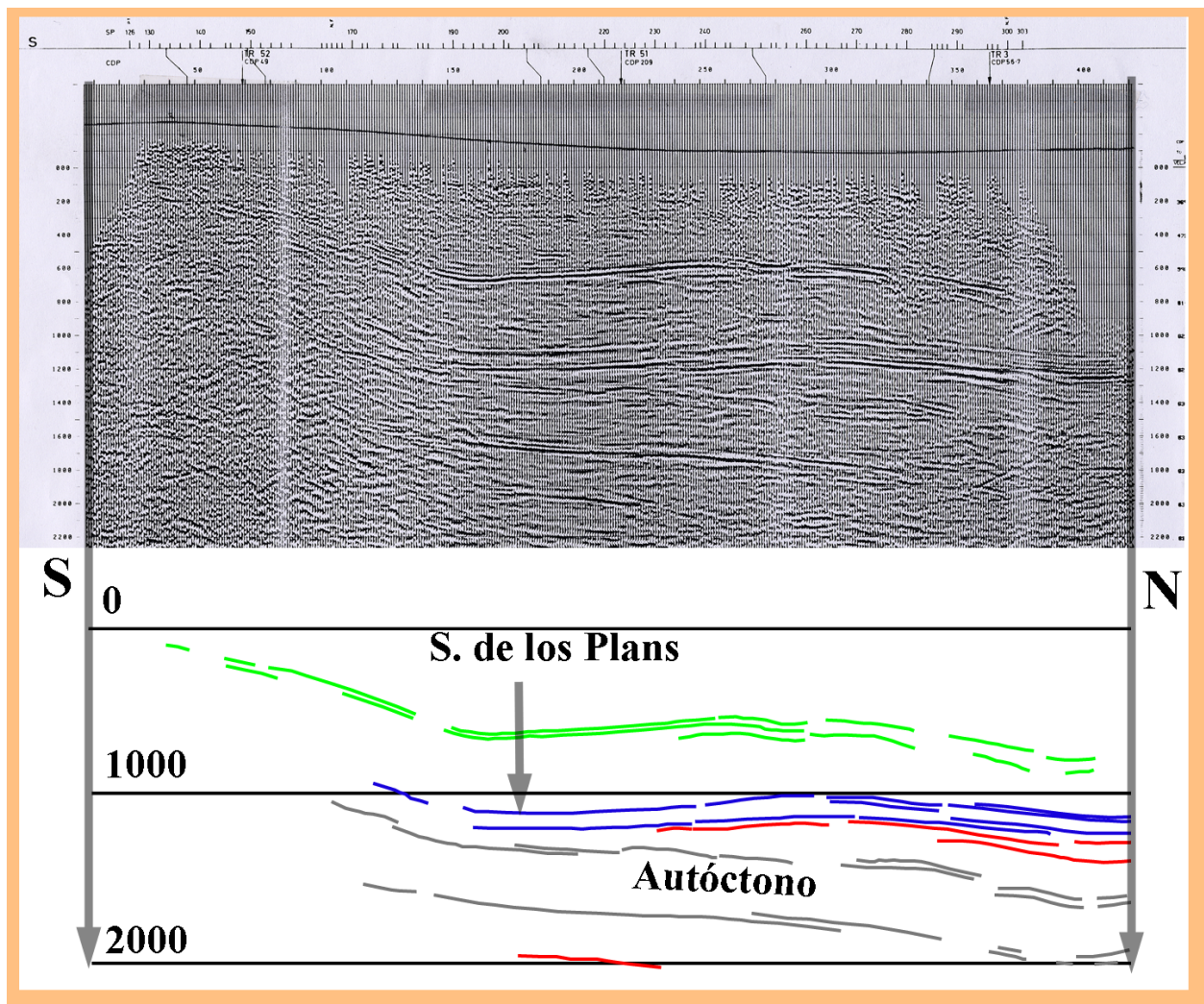


Figura 5.22: Línea sísmica TR-2 e interpretación. En azul el reflector mas bajo de la secuencia alóctona del sinclorinio de Tresp, atribuido al Jurásico. Se ha señalado el sinclinal de los Plans.

5.3.5 Resto de pliegues identificados

No se describen los pliegues de Llordà ni Siall (ver fig. 5.3 y 5.6) por la falta de datos que permitan una correlación fiable. Su bajísima amplitud en la zona del sinclinal de Tresp hace imposible su correlación en dirección SW a lo largo del flanco N del Montsec. Además, en la teórica continuación de estos plie-

gues hacia el Montsec existen una serie de fallas extensionales que interfieren con la señal.

Por otro lado, resulta probable que estos pliegues menores continúen hacia el SW de alguna manera, ya que existen morfologías coherentes tanto en la línea sísmica TR-54 como en la morfología cartográfica de la estructura de Tragó de la Noguera (fig.5.23).

5.4 Descripción del tren de pliegues

Los pliegues oblicuos descritos son continuos cartográficamente en gran parte del sector centro-oriental de la Unidad Surpirenaica Central. Mayoritariamente son simétricos en sección, sin vergencia definida, con charnelas y flancos curvos y con alta relación longitud de onda/amplitud (fig. 5.14). Según Análisis Visual de Fourier son de tipología 1D (Ramsay y Huber, 1987) y los ángulos interflancos son bajos.

A partir de los perfiles sísmicos, las direcciones axiales de los pliegues en conjunto, tomadas a la altura del reflector más bajo por encima de los niveles de despegue, varían ligeramente de E a W. Como tendencia general, los pliegues situados más hacia el Oeste van tomando dirección más inclinada hacia el Este. Así, el anticlinal de Llordà situado más al Este tiene una dirección media aproximada de N40°E; el sinclinal de Los Plans tiene una dirección media aproximada de N47°E; el sinclinal de Bastús tiene una dirección media aproximada de N78°E; y el sinclinal de la Sierra del Gurb situado más al Oeste tiene una dirección media aproximada de N69°W (fig. 5.3 y 5.6).

La traza axial de estos pliegues no es rectilínea, sino que gira hacia el E en la zona de Boixols y hacia el Oeste al sur del Montsec, mostrando en cartografía una morfología típica de trazos sigmoidales para el conjunto, además de un carácter claramente escalonado (*en échelon*, ver figura 5.3).

En general, el buzamiento de los planos axiales de este tren de pliegues es prácticamente vertical. Sólo en algunas zonas se apartan ligeramente de la vertical, adaptándose al buzamiento general de capas inducido por la estructura mayor que atraviesan. Así, en la zona del domo de Isona (ver figura 5.6) la inmersión de los ejes de los pliegues de Bastús y San Romà buzan hacia el SE, condicionados por el buzamiento general hacia el E de la estructura mayor.

En otras zonas, el cambio en el buzamiento se produce de manera progresiva en la vertical y se debe a la existencia de zonas plegadas con grandes diferenciales de espesor (modelizado en la fig. 5.5). Por ejemplo, en el flanco N

del Montsec, la disposición sintectónica de los materiales correspondientes a las Fm. Aren, Tremp y superiores tiene forma de cuña general, adelgazándose hacia el S (Garrido y Ríos, 1972; Muñoz y Teixell, 2000). En la línea sísmica T-16 se observa bien este efecto geométrico comentado en la introducción de este capítulo (ver fig. 5.11 para el anticlinal de los Nerets).

En el conjunto de pliegues NE-SW en la zona del sinclinorio de Tremp se observa un claro aumento en su semi-longitud de onda en dirección NW, perpendicular a su traza axial. Medida en la zona norte (Boixols), la semi-longitud de onda pasa de ser de apenas algo más de 1 km en el anticlinal de Llordà, a más de 2 km en el anticlinal de Sant Romà, a alrededor de 3 km en el sinclinal de Bastús, a casi 6 km en el anticlinal de los Nerets, hasta más de 8 km en el sinclinal del Gurb (fig. 5.3). Es posible relacionar este incremento en la semi-longitud de onda de los pliegues oblicuos hacia el NW en el sinclinorio de Tremp, con el incremento de espesor de la serie en este mismo sentido. El espesor de serie plegado, que está por encima de los niveles dúctiles de despegue correspondientes a las facies Keuper se incrementa en dirección NW. A partir de los sondeos Isona 1 bis y Monesma, en situaciones estructurales relativamente similares, se observa un incremento de más de 2000 metros en la potencia del conjunto de materiales por encima del Keuper en dirección W. Esto también es claramente observable a partir de los perfiles sísmicos del sinclinorio de Tremp.

En general la amplitud de cada una de estas estructuras es pequeña, como se ha comentado. En el sinclinorio de Tremp aumenta hacia el norte de manera muy suave.

En cuanto a la inmersión del eje de estos pliegues, parece claro que se adaptan al buzamiento general en la zona donde se encuentran. Un ejemplo claro se puede observar en la zona de San Corneli, donde las inmersiones de los ejes tanto del anticlinal de Los Nerets como del sinclinal de Bastús son coherentes con el buzamiento general del flanco

sur de la estructura de Abella (fig. 5.1, 5.10 y 5.13). Esto se puede continuar a lo largo de todo el sinclinorio de Tresp.

También se ha detectado en algún caso la existencia de pliegues menores generalmente con morfología anticlinal. Tienen la misma dirección general NE-SW, pero apenas tienen continuidad la-

teral y aún menor amplitud que los del resto del sistema (las amplitudes apenas superan la decena de metros).

Hasta ahora se han encontrado principalmente en el flanco norte del Montsec y corresponden a pequeños pliegues disarmónicos despegados sobre las unidades más dúctiles de las margas del Montsec.

5.5 Edad del conjunto de pliegues

Cartográficamente, este tren de pliegues atraviesa tanto la estructura de Boixols como la del Montsec y prácticamente toda la unidad de las Sierras Marginales. Por lo tanto son claramente posteriores a la génesis de las grandes estructuras de la USC. Teniendo en cuenta que algunas de estas unidades (por ejemplo las Sierras Marginales) tienen una fuerte estructuración post-emplazamiento (Teixell y Muñoz, 2000; Meigs *et al.*, 1996), cabe la posibilidad de que estas estructuras sean posteriores al emplazamiento de la USC.

Todos los materiales alóctonos del sector centro-oriental de la Unidad Surpirenaica Central se ven afectados por este plegamiento, tanto los observados en perfiles sísmicos como los mate-

riales que afloran. Los materiales para autóctonos de esta parte de la USC de edad Eoceno superior (conglomerados de la Poble de Segur; Beamud *et al.*, 2003) también están afectados por estas estructuras (fig. 5.8).

No se han identificado sedimentos sintectónicos con la génesis de estos pliegues y por tanto su atribución temporal solo puede situarse en algún momento posterior al Eoceno superior, en el que tuvo lugar la sedimentación de los mencionados conglomerados de Poble de Segur, y posterior a la formación de las estructuras de Boixols, Montsec y Sierras Marginales. Y son de carácter tardío con respecto a las estructuras de dirección E-W de la USC.

5.6 Clasificación

El mecanismo de formación de estos pliegues está relacionado con el despegue sobre un nivel dúctil (facies Keuper y/o unidades salinas del Jurásico) con redistribución de estos materiales en la base.

Existe una migración de los materiales dúctiles hacia los núcleos anticlinales y una depletación de estos materiales en los núcleos sinclinales. Cuando se produce una depletación total de los niveles dúctiles en los núcleos sinclinales, se generan formas simétricas de charnela plana, adaptándose al material autóctono infrayacente (fig. 5.12 para el sinclinal de Bastús). Para más infor-

mación sobre la génesis teórica de estos pliegues consultar las referencias de Mitra (2003), Harding (1973) o Harding y Lowell (1979).

Estos pliegues no están nucleados en anisotropías verticales previas (ej. fallas extensionales y/o rellenos diferenciales) de la secuencia sedimentaria. Más aún, estos pliegues atraviesan oblicuamente estructuras previas de la magnitud del Montsec.

Así definidos, estos pliegues se adaptan exactamente a la definición de *armonic and symmetric low amplitude detachment folds* (Mitra, 2003).

5.7 Interferencia de pliegues

Este tren de pliegues, al interferir con las megaestructuras de dirección aproximada E-W que existen en la USC, permite explicar algunos de los patrones cartográficos sutiles que se observan en las cartografías geológicas.

El fenómeno de interferencia es muy llamativo en las estructuras de Boixols, Millá y Tragó de la Noguera (fig 5.23). En estas tres estructuras, los contactos cartográficos de algunas de las unidades "ondulan" a lo largo de la cartografía de la traza axial de la estructura mayor al expresar la interferencia con los pliegues oblicuos. Esto, en 3D, indica que la inmersión del eje del pliegue mayor también es una onda en la vertical.

Quizá la estructura que presenta estos procesos de manera más evidente es el sinclinal de Tragó de la Noguera, en las Sierras Marginales. En este sincli-

nal que presenta patrones cartográficos de interferencia de pliegues (Ramsay y Hubert, 1987) se podría cartografiar la interferencia con al menos cuatro pliegues oblicuos (ver fig. 5.23 a), con formas cartográficas típicas en cesta de huevos.

Por otro lado, el elemento más relevante a nivel geomorfológico de esta serie de interferencias es el monte de Sant Corneli, el cual estaría definido por esta interferencia entre el anticlinal E-W de Abella y el anticlinal de Los Nerets y el sinclinal de Bastús, ambos NE-SW. Esta interferencia sería responsable de la morfología en superficie tan característica en forma de cesta de huevos del Sant Corneli y explicaría parte de las desviaciones de la horizontal de la inmersión del eje axial del anticlinal de propagación de falla de Boixols (ver figs. 5.23 b y c y 5.1).

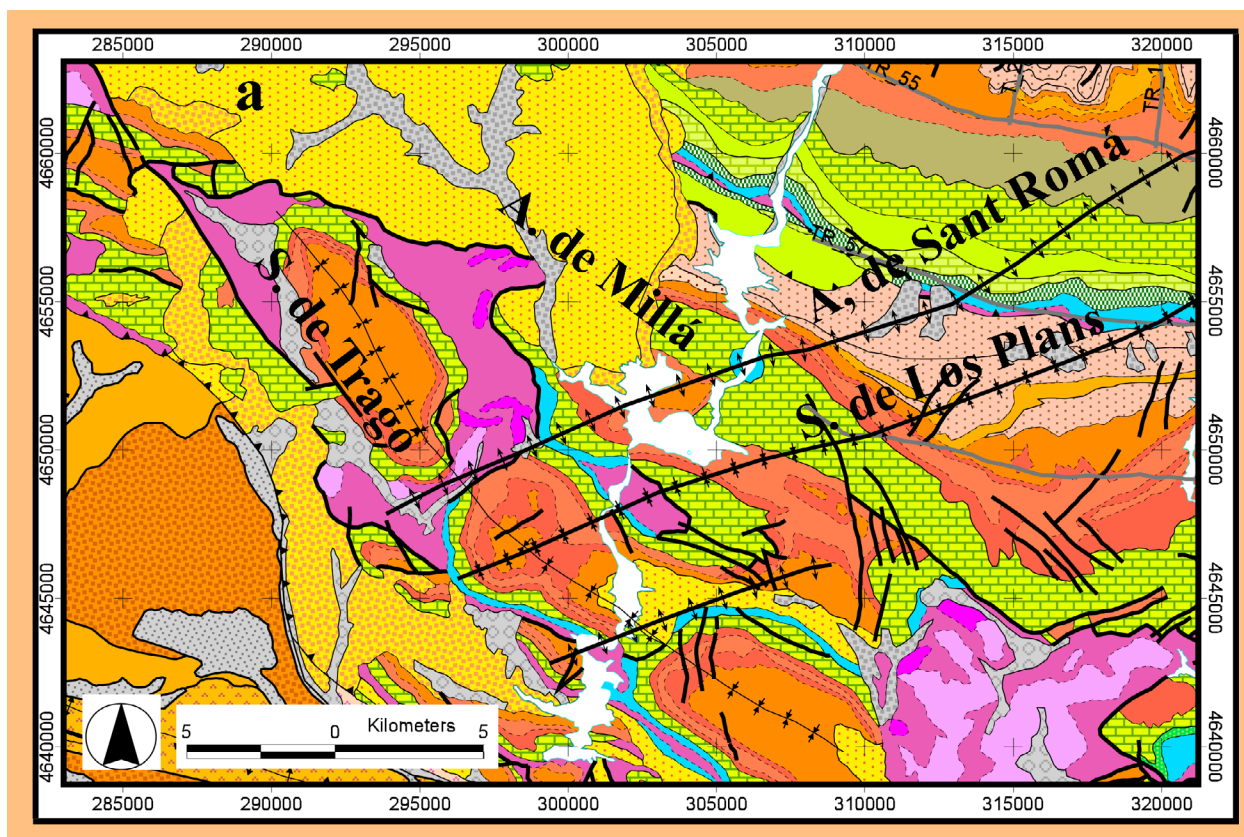


Figura 5.23: a) Resultante cartográfica de la interferencia de los pliegues de Tragó de la Noguera, Sant Romá, Los Plans, etc (modificado de la cartografía geológica de la Confederación Hidrográfica del Ebro). b y c) Resultante geomorfológica de la interferencia de los pliegues de los Nerets y Bastús con el anticlinal de Boixols en el monte Sant Corneli. b) Representación las trazas cartográficas de estos pliegues y su inmersión axial, vista en planta sobre el modelo de elevaciones sombreado. c) Vista en perspectiva de la misma zona, vista desde el SE y 1.5 de exageración vertical.

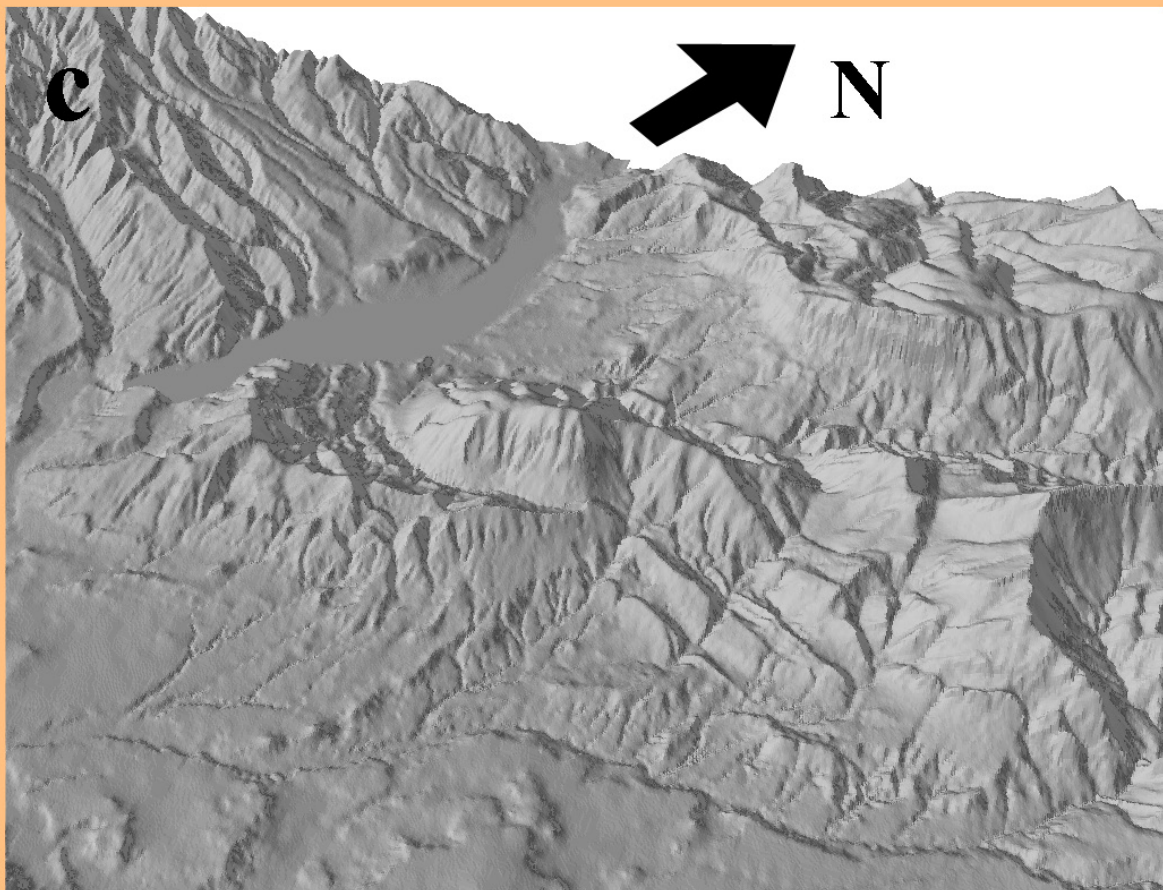
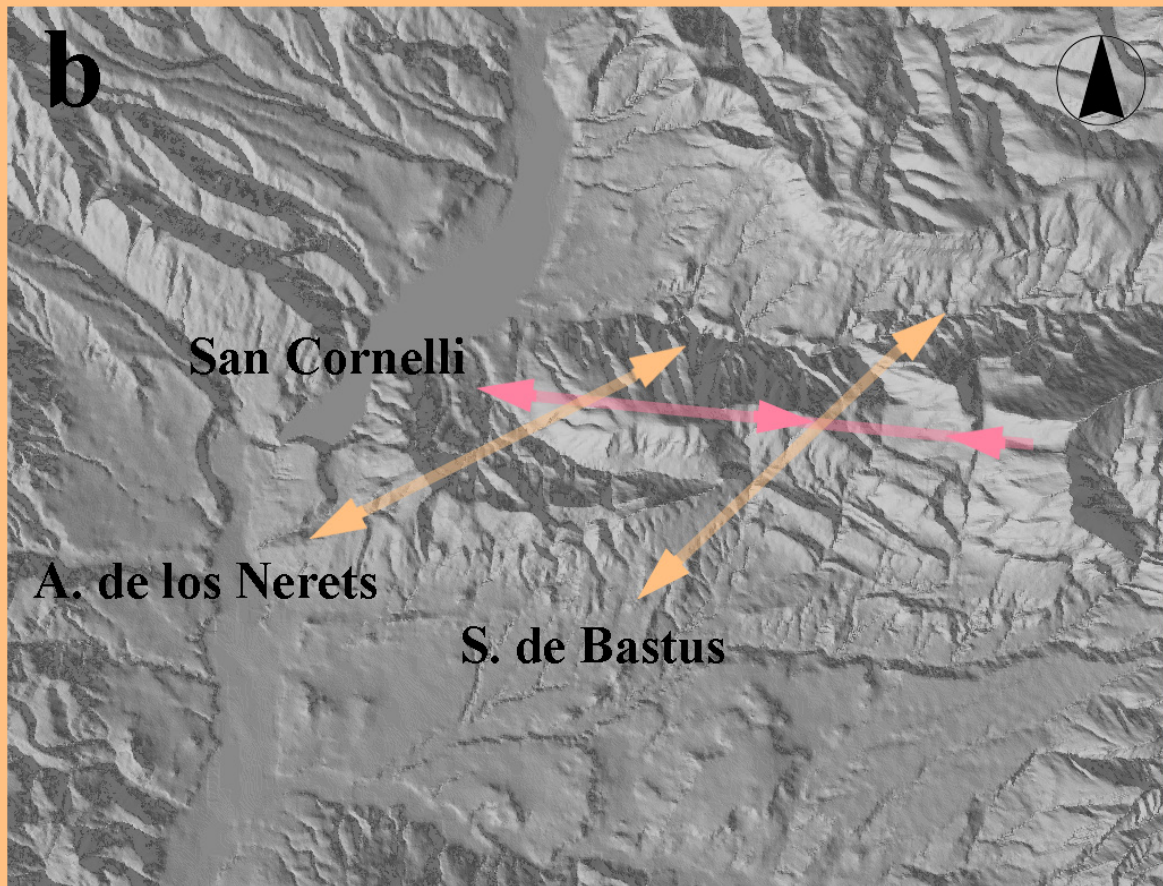


Figura 5.23: b y c.

5.8 Génesis del tren de pliegues oblicuos

Como se comentó en el apartado 5.1, este conjunto de pliegues oblicuos descrito en la USC es de dirección NE-SW, paralelos al anticlinal de Oliana y a los que se continúan en la cuenca potásica Catalana (fig. 5.24). Las dimensiones en amplitud y longitud de onda de los pliegues oblicuos de la USC son relativamente comparables a las de los pliegues oblicuos del Ebro, salvo las del anticlinal de Oliana. El marco temporal en ambos casos es, a grandes rasgos, tardío con respecto al emplazamiento de la USC. Por tanto, es lógico pensar que la génesis de ambos trenes de pliegues en la USC y antepaís del Ebro responda a la misma tipología de deformación.

En el capítulo 9.3, dedicado a la interpretación de la deformación tardía en la USC, desarrollaremos en detalle la explicación sobre la génesis de estos trenes de pliegues.

Por el momento, podemos avanzar que su disposición escalonada y su orientación NE-SW son incompatibles con la compresión N-S en cizalla pura invocada por autores previos para explicar el emplazamiento de la USC. Las características aquí descritas resultan por el contrario más compatibles con el régimen de deformación por transpresión dextral deducido por nosotros para la deformación tardía (ver cap. 4).

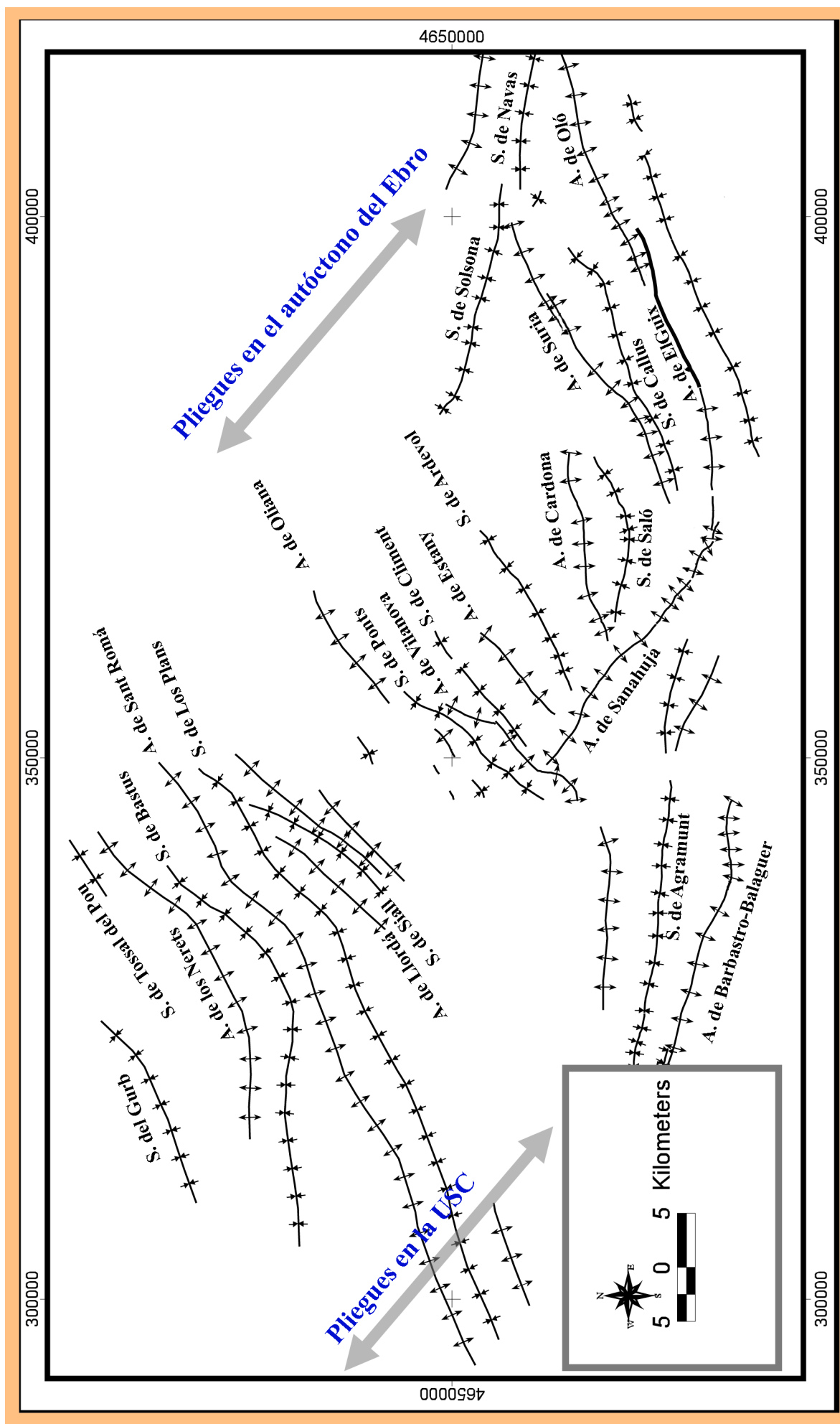


Figura 5.24: Síntesis cartográfica de los pliegues de dirección NE-SW en el autóctono del Ebro y en la USC. La cartografía de los pliegues en el autóctono del Ebro está tomada de la síntesis 1:50.000 de la serie MAGNA realizada por el dpto. de Medioambiente de la Generalitat de Cataluña.

CAPÍTULO 6. COMPARATIVA CON LOS MODELOS ANÁLOGOS (SANDBOXES) Y TEÓRICOS (ELIPSE DE DEFORMACIÓN) PARA LA DEFORMACIÓN TARDIA EN LA USC

6.1 Modelos análogos (*sandboxes*) para el conjunto de fallas cartografiado

Como ya se comentó en el apartado 2.5.6, existen dos tipos fundamentales de modelos análogos relativos a deformación en régimen traspresivo. Por un lado, están aquellos que simulan una anisotropía de basamento sobre la cual se emplaza un *multilayer* que es deformado. Generalmente en cizalla simple estricta, ya que la propia anisotropía en la base del modelo impide la inducción de la componente en inversión. Cuando simulan transpresión es mediante la modelización de zonas de *restraining* por curvatura de la anisotropía de basamento (por ejemplo McClay y Bonora, 2000). Esto se realiza para la modelización de flores positivas, pero no simula deformación por transpresión generalizada, sino localizada alrededor de la anisotropía de base.

Por otro lado, están los experimentos que simulan deformación por transpresión al incluir un nivel dúctil en el fondo del experimento, debajo del *multilayer* a deformar, y sin la presencia de anisotropías estructurales previas se induce acortamiento con mayor o menor grado de oblicuidad, por ejemplo Schreurs (1997) y Casas *et al.* (1998). Para estos casos, los materiales deformados despegan sobre los niveles dúctiles y la deformación se distribuye homogéneamente.

A la hora de comparar los patrones cartográficos relacionados con deformación transpresiva dextral obtenidos en la USC (ver capítulo 4) con modelos análogos, parece evidente que los modelos experimentales que se basan en una anisotropía de basamento sobre la que se fuerza un movimiento en dirección no son suficientes. De hecho, en la USC no se encuentran bandas de deformación que aparentemente hayan acumulado preferencialmente la práctica totalidad de la deformación, lo que indica una cierta homogeneidad en la distribución de ésta.

Para confirmar que existe la posibilidad de comparación con los modelos de *multilayer* con nivel de despegue inferior y deformación homogéneamente distribuida, se tienen que documentar en la USC dos parámetros fundamentales; por un lado la existencia de niveles dúctiles de despegue en profundidad lo suficientemente potentes y por otro lado la ausencia de anisotropías estructurales previas que condicionen directamente la posición y geometría del conjunto de fallas cartografiado.

6.1.1 Niveles dúctiles de despegue por debajo de la USC

En el mapa 1:250.000 del ICC en la zona de la USC se aprecia una abundancia importante en superficie de materiales dúctiles de las facies Keuper. La zona de las Nogueras está prácticamente incluida en estas facies y en algunas zonas es el material cartográfico predominante. Todos los contactos mecánicos de las grandes estructuras presentan estos materiales en mayor o menor medida (Montsec, Boixols, rampa del Segre, etc.) y muy especialmente en la unidad de Sierras Marginales. En estas llega a ser el material predominante en las cartografías geológicas.

En los sondeos también se encuentra gran cantidad de estos materiales en profundidad por debajo de las distintas unidades definidas para la USC, ya sean del Keuper, sales del Malm o incluso niveles salinos del Terciario (Sales de Cardona).

A continuación se comentan algunos de los espesores en sondeo de aquellos que atraviesan en vertical las unidades alóctonas de la USC (datos obtenidos de Lanaja (1987), localización en fig. 6.1.

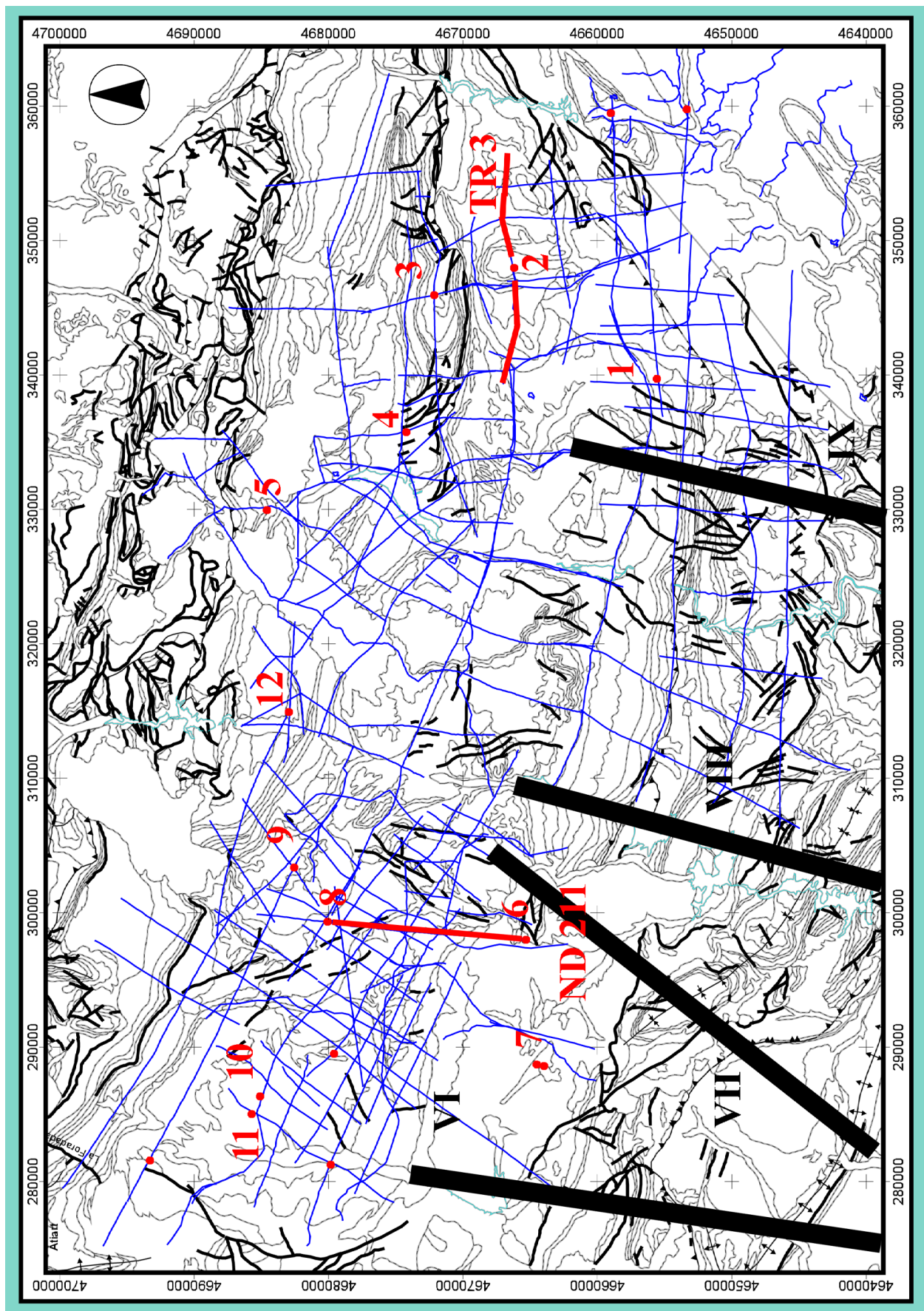


Figura 6.1: Localización: Sondeos en el texto, 1) Comiols, 2) Isona 1 bis, 3) Boixols, 4) San Cornelli, 5) Eriña 1, 6) Tolva, 7) Benabarre 1, 8) Monesma, 9) Cajigar, 10) Centenera 1, 11) Centenera 2, 12) Tamurcia. Mapa base de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología). En azul la posición de las secciones sísmicas. Secciones sísmicas ND 211 y TR 3. Cortes geológicos de Millán Garrido *et al.*, (2000) (VI, VII, VIII Y IX). Mapa de contactos y estructuras tomado de la Confederación Hidrográfica del Ebro (ver metodología).

- En el sondeo de Benabarre 1, aparecen facies Keuper desde el metro 981 al fin del sondeo, espesor mínimo de Keuper, 727.5 m.

- En el sondeo de Monesma, aparecen facies Keuper desde el metro 4650 aprox. al fin del sondeo, espesor mínimo de Keuper, 133 m.

- En el sondeo de Tolva, aparecen facies Keuper desde el metro 2500 aprox. al fin del sondeo, espesor mínimo de Keuper, 300 m.

- En el sondeo de Eriña 1, aparecen facies salinas del Malm, desde el metro 1428 al 2100, 672 m. de espesor, facies Keuper desde el metro 3000 aprox. al fin del sondeo, espesor mínimo de Keuper, 100 m.

- En el sondeo de San Cornelli, aparecen facies Keuper desde el metro 2280 aprox. al metro 2782, espesor de Keuper 502 m.

- En el sondeo de Centenera 1, aparecen 50 metros de ofitas del Keuper al final del sondeo, profundidad 4355 m.

- En el sondeo de Centenera 2, aparecen 15 metros de facies Keuper al final del sondeo, profundidad 4240 m.

En el sondeo de Tamurcia, aparecen facies Keuper desde el metro 2878 al fin del sondeo, espesor mínimo de Keuper, 255 m.

- En el sondeo de Isona 1 bis, aparecen facies Keuper y sales de Cardona, desde el metro 2150 al 3897, espesor del nivel dúctil de 1747 m.

- En el sondeo de Comiols, aparecen facies Keuper más sales del Eoceno (Cardona?) desde el metro 3522 al 3800 aprox., 278 m de nivel dúctil.

- El resto de sondeos no llega a alcanzar la base de la USC.

En algunos de los cortes geológicos publicados sobre transversales N-S de la USC, y sin entrar en las diferen-

tes geometrías estructurales propuestas, tanto Cámara y Klimowitz (1985), Teixel y Muñoz (2000), Vergés (1999), Vergés y Muñoz (1990), Soto *et al.* (2003), Beaumont *et al.* (2000) etc., por poner algunos ejemplos, atribuyen una cierta cantidad de estas facies dúctiles a la base de las distintas unidad estructurales.

Esas facies actuarían como los niveles de despegue necesarios para el movimiento fácil y emplazamiento de las distintas unidades. Quizá solo en los cortes de Millán Garrido *et al.* (2000) para la unidad de la Sierras Marginales se da una idea aproximada de la continuidad y espesor de estas facies por debajo de la USC (fig. 6.2) si lo comparamos con algunas de las situaciones observadas en las distintas líneas sísmicas.

En sísmica, a partir de la línea TR-3, calada con el sondeo de Isona 1 bis, se pueden interpretar casi 2000 metros de materiales del Keuper (Vergés, 1999)(fig. 6.3). Estas facies se pueden extrapolar en un entorno de 20 km. en dirección E-W y de casi 10 en dirección N-S.

En la localidad de Tolva aflora lo que se podría denominar diapiro de Tolva. Se encuentran en superficie materiales del Keuper y a pocos cientos de metros al norte está emboquillado el sondeo de Tolva en los materiales conglomeráticos más altos del terciario. En este sondeo se cortan los materiales del Keuper a algo más de 2500 metros de superficie. Una interpretación razonable de las líneas sísmicas adyacentes hacia el norte y que empiezan en el propio sondeo (ND 211 y ND 198) permiten un calculo aproximado y conservativo de más de 4000 metros de estas facies en la vertical de Tolva y de espesores medios de más de 1000 metros a una distancia de más de 18 km. hacia el norte (fig. 6.4).

La estructura de San Mamet ya ha sido propuesta como un domo nucleado en estas facies Keuper por diversos autores (Millán Garrido *et al.*, 2000; Vergés, 1999). Los niveles del Jurásico aflorantes en la parte topográficamente más alta de este domo están a una cota aproximada de 1300 metros y en esa transversal N-S la parte más alta del flanco N del Montsec

está a 1600 metros de cota y en afloramiento de materiales del Maatrichtiense. Esto indica la magnitud del acúmulo de materiales dúctiles del Keuper también en esta zona (fig. 6.2, IX).

Con todo esto, parece factible justificar un nivel de despegue suficientemente potente bajo la USC que permita una distribución relativamente homogénea de la deformación por encima.

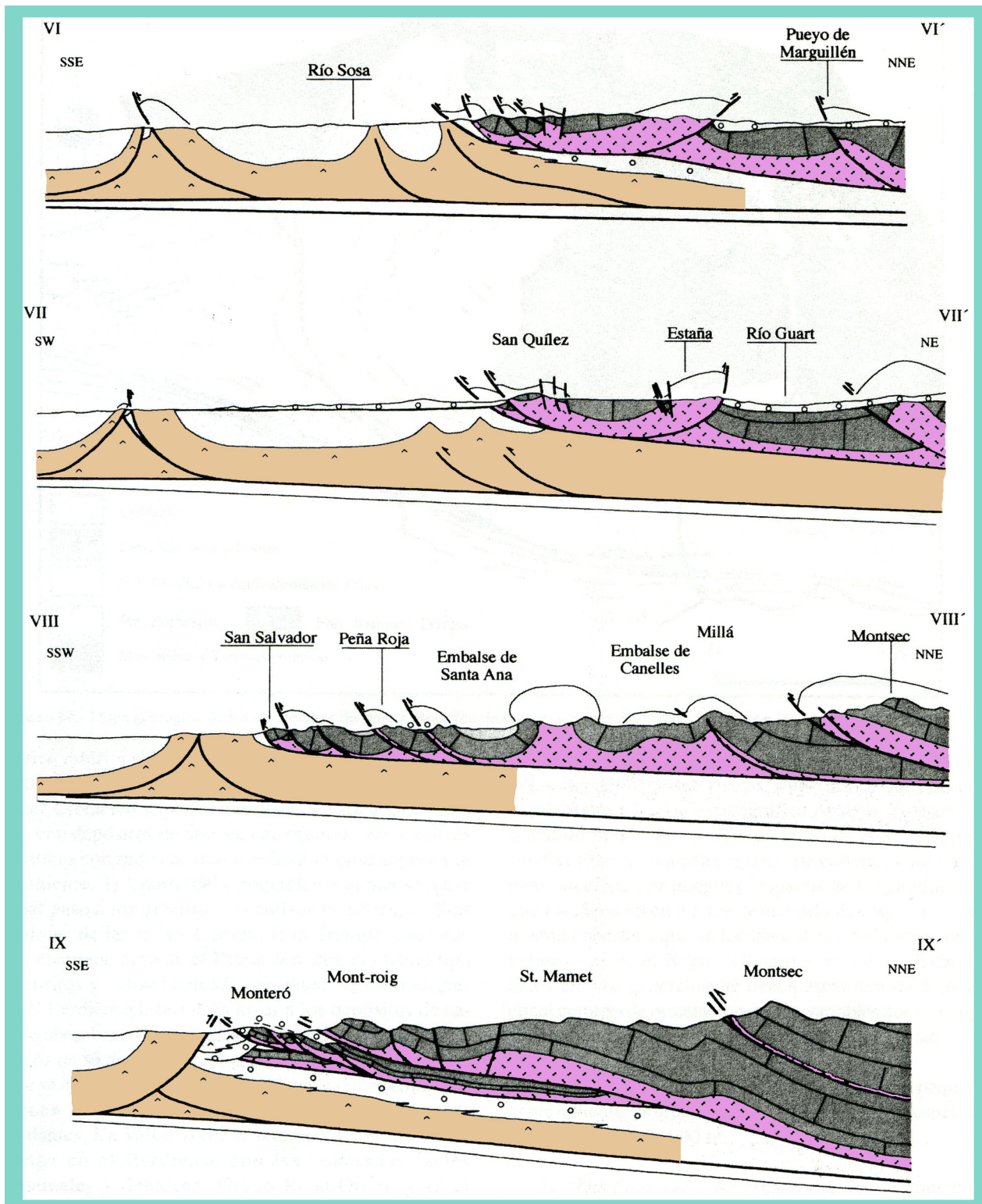


Figura 6.2: Cortes geológicos de Millán Garrido *et al.*, (2000) (VI, VII, VIII Y IX). En morado las unidades dúctiles del Keuper y en naranja las unidades dúctiles terciarias bajo la USC. Localización en fig. 6.1.

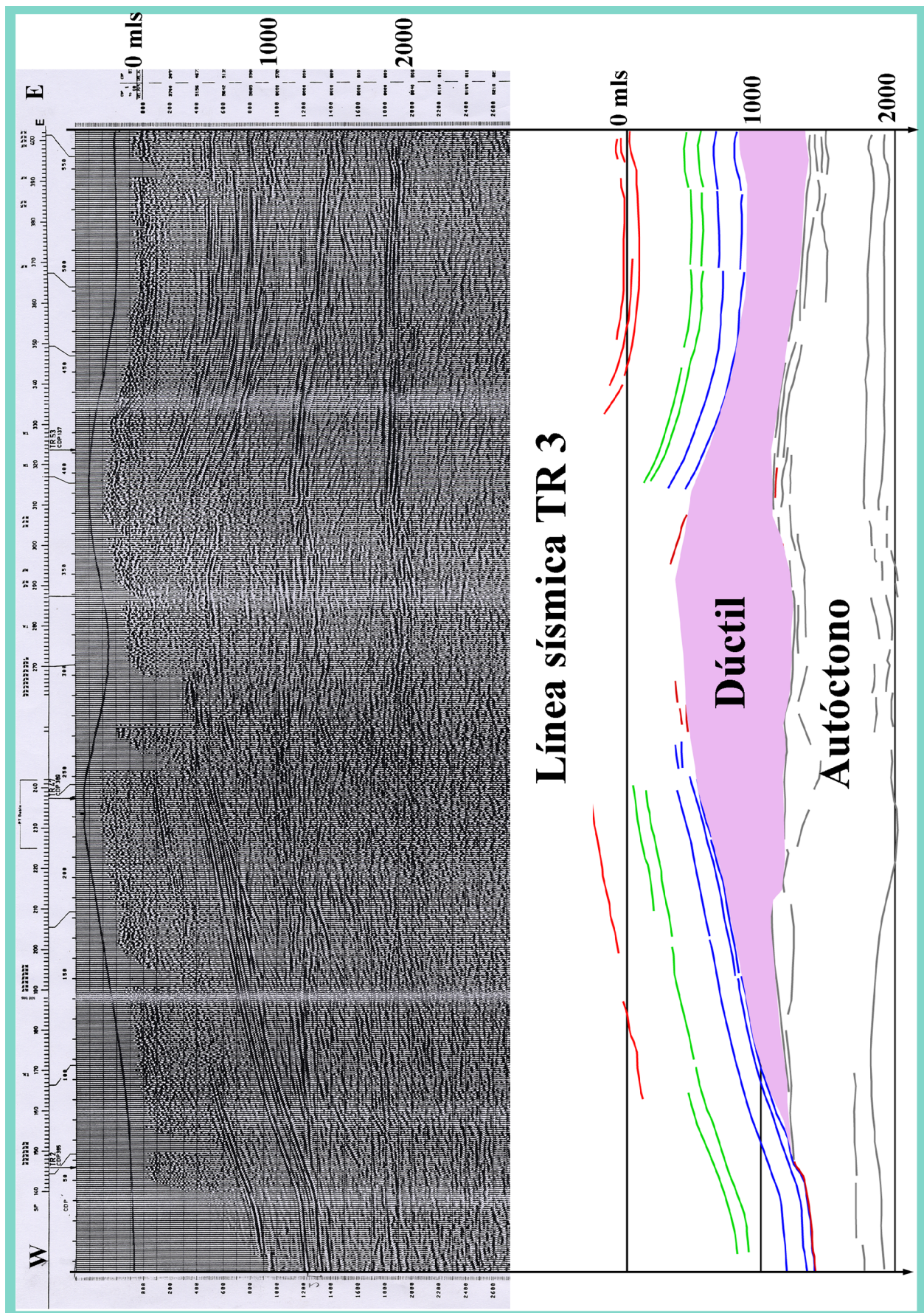


Figura 6.3: Línea sísmica TR 3 e interpretación. En azul el reflector más bajo de la secuencia alóctona del sinclínorio de Tresp, atribuido al Jurásico. En morado las unidades dúctiles del Keuper. Localización en fig. 6.1. Calada con el sondeo Isona 1 bis.

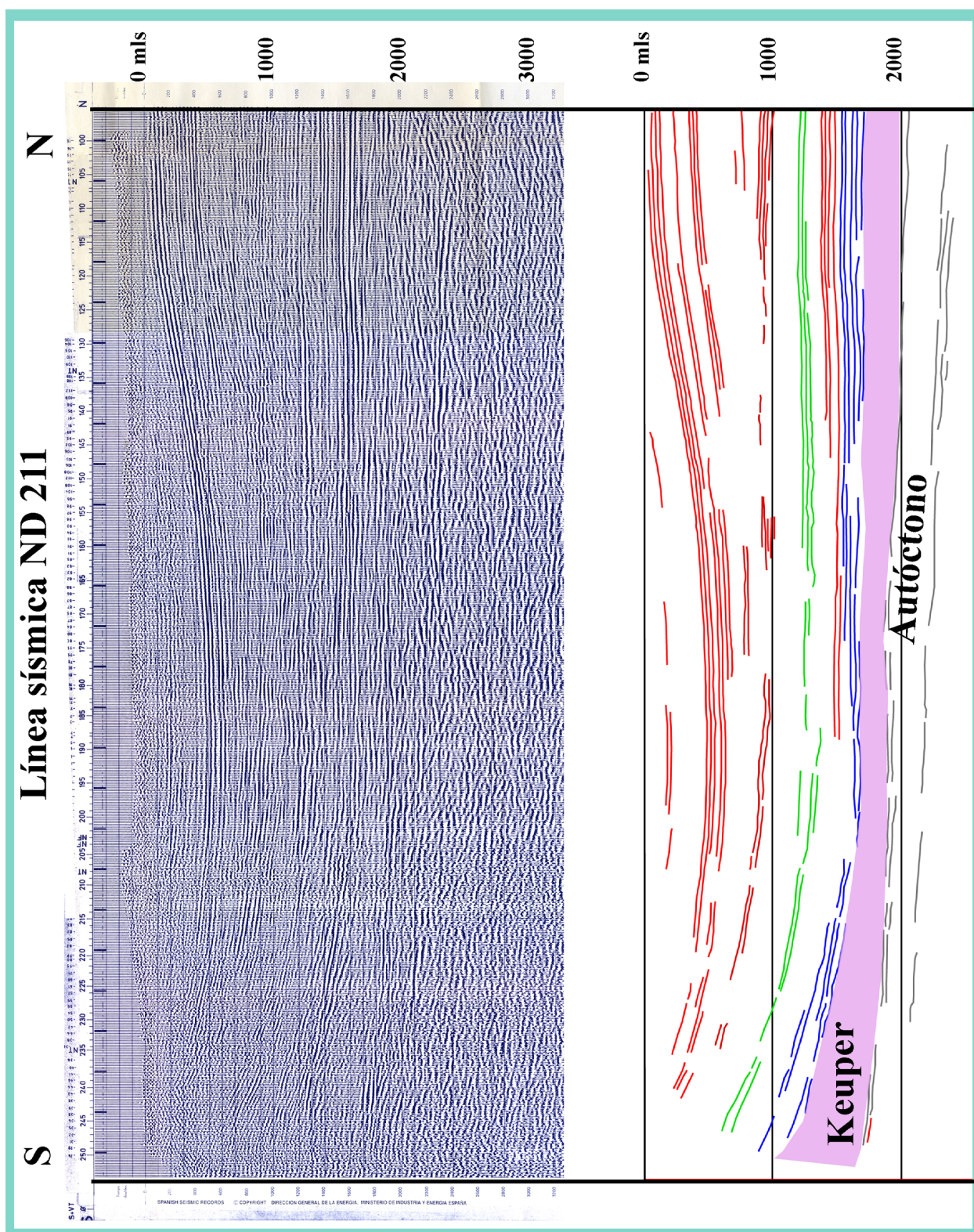


Figura 6.4: Línea sísmica ND 211 e interpretación. En azul el reflector más bajo de la secuencia alóctona del sinclinal de Tresp, atribuido al Jurásico. En morado las unidades dúctiles del Keuper. Localización en fig. 6.1. Calada con el sondeo Tolva.

6.1.2 Inexistencia de posibles anisotropías estructurales adecuadamente orientadas como para condicionar la existencia del patrón de bandas de deformación observado

La otra condición indispensable implícita en los modelos análogos de deformación transpresiva homogéneamente distribuida es la inexistencia de anisotropías orientadas en la dirección adecuada y que preconfiguren la distribución de las fallas.

En el alóctono de la USC no hay descritas anisotropías estructurales que pudieran condicionar la existencia del conjunto estructural cartografiado.

Tampoco en el autóctono del Ebro bajo la USC, configurado principalmente por la denominada Fm. Igualada. En las distintas líneas sísmicas, en facies sísmicas atribuidas a esta formación, y de acuerdo con atribuciones ya publicadas (ej. Vergés, 1999), el autóctono relativo buza ligeramente hacia el NW pero apenas está deformado, excepto en la zona de rampas de Oliana (Burbank *et al.*, 1992). La formación Igualada representa el rellano del sistema de cabalgamientos de la USC y en sísmica no presenta anisotropías estructurales importantes (ver figs. 6.3, 6.4, 5.11, 5.14, 5.17, 5.18, etc.). Su extensión hacia el norte difiere según los autores, pero para casi la totalidad se encuentra por debajo de la unidad de las Sierras Marginales, Montsec y al menos parte del sinclinorio de Tremp (Cámara y Klimowitz, 1985; Vergés, 1999; Teixel y Muñoz, 2000; Beaumont *et al.*, 2000; etc.).

6.1.3 Descripción de los modelos análogos utilizados

De los trabajos obtenidos en la literatura, los que mejor encajan en este contexto son los de Schreurs (1997) y los de Casas *et al.* (1998), con experimentos relativamente similares. Schreurs (1997) hace una amplia descripción de la evolución geométrica en función de diferentes

tasas de acortamiento y movimiento en dirección. Los experimentos de Casas *et al.* (1998) son aún más generales que los de Schreurs y permiten menor grado de comparación.

Schreurs (1997) utiliza la técnica de tomografía por rayos-X para obtener modelos análogos monitorizados en 3D. Para estos experimentos utiliza un *multilayer* compuesto por arena de cuarzo seca y polvo de cristal. El material granular tiene un ángulo de fricción de 30 grados y cumple el criterio de rotura de Coulomb.

Debajo de estas capas sitúa una capa de polímero viscoso (polydimethylsiloxane). Este material viscoso es un buen análogo para simular tanto sal o material arcilloso plástico en cobertera como rocas de la corteza inferior. De tal manera que el modelo se puede considerar a dos escalas, cobertera o litosfera. Para cobertera representaría un modelo con unidades de despegue por debajo de capas rígidas y para litosfera representaría un modelo a escala cortical. Con 0.5 cm de potencia del polímero en el fondo y 3 cm de la alternancia de polvo de cristal y arena de cuarzo.

Las dos escalas de los modelos se pueden asumir como:

- En material de cobertera representaría 250 metros de material dúctil, con 1.5 km de cobertera frágil encima. En este modelo 1 cm sería equivalente a 500 m.
- A escala cortical representaría 5 km de corteza inferior dúctil con 30 km de corteza superior frágil encima. Aquí un centímetro serían 10 km.

También se consideran en ese trabajo las equivalencias en escala de viscosidad, densidad y tiempo. Y no considera en los experimentos, por problemas obvios de laboratorio, el gradiente geotérmico, la presión intersticial en poros, la compactación diferencial, etc. Dice además que prácticamente no existe cohesión en el material granular y que esto entra en conflicto con lo que sucede en las rocas de la corteza superior.

En el aparato que utiliza en los experimentos induce el acortamiento oblicuo en dos componentes, uno en dirección (dextral) y otro de acortamiento perpendicular. El resultado conjunto sería de deformación por transpresión dextral.

Según Schreurs (1997), el polímero viscoso tiene dos funciones, distribuir homogéneamente el movimiento de cizalla y simular un plano de despegue horizontal. Esto es lo que hace que este modelo sea diferente, ya que la mayor parte de los modelos anteriores introducen una discontinuidad basal que fuerza que se generen las estructuras en las inmediaciones de esta.

Schreurs (1997) realiza tres experimentos. Iguales excepto el ratio entre movimiento en dirección y acortamiento.

Experimento 1. Por comparación cartográfica es el que más se acerca a lo observado en la USC. Tiene un ratio 1/8; se inducen 8 cm de movimiento en dirección y 1 en perpendicular.

En la primera etapa, cuando se han inducido ya 4 cm de movimiento en dirección y 0.5 en perpendicular, se forman dos zonas de deformación separadas de tipo Riedel, dextrales y *en échelon*. Estas estructuras de tipo Riedel aparecen en los primeros momentos, al inicio de la deformación. Se sitúan a entre 24 y 30 grados del límite del experimento, que se podría considerar como la PDZ. Estas Riedel son *left stepping* y por tanto ya indican que el sistema es dextral. Además, en sección son verticales, se extienden a toda la columna frágil y no se identifican en el material dúctil.

En la segunda etapa, cuando se incrementa la deformación a 8 cm de dirección y 1 cm de acortamiento, aparecen más fallas de tipo R y éstas se propagan lateralmente con distintas orientaciones y buzamientos. Algunas adoptan una morfología sigmoidal y un carácter ligeramente inverso en sus terminaciones. Además, el sentido del buzamiento del plano de falla cambia a cada extremo de la falla generando formas típicamente en tijera.

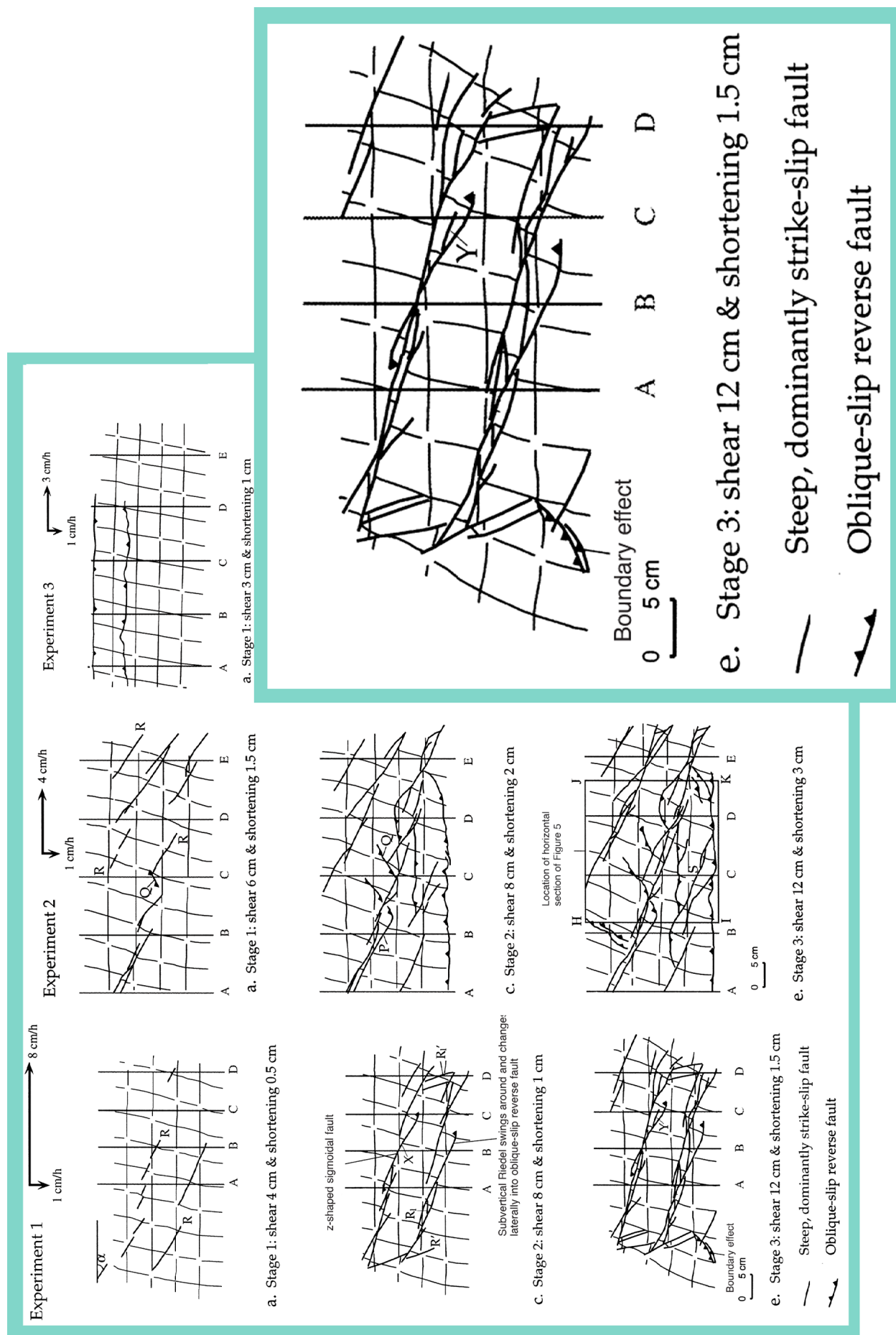
Nuevas fallas tipo R claramente dextrales se forman a ángulos bajos, de 15 a 0 grados de la PDZ, se emplazan en el área de solape entre fallas adyacentes y se unen a las ya existentes. Esto lleva a un patrón general dominado por dos zonas principales de fallas con morfología anastomosada. En sección estas fallas presentan una componente inversa pequeña y son convexas hacia arriba. Entre estas fallas mayores se desarrollan varias sinestrales con direcciones a ángulos altos, entre 65 y 70. Estas corresponderían a estructuras tipo X, acomodan la componente rotacional del sistema, se encuentran confinadas entre las dextrales mayores y también son indicadores cinemáticos dextrales. Aparecen las primeras R2 o *Riedel-within-Riedel structures* en el sentido de Tchalenko y Ambrayes (1970).

En una tercera etapa se incrementa aún más la deformación, a 12 cm de movimiento en dirección y 1.5 cm en perpendicular. En este punto la deformación oblicua es absorbida por varias zonas de falla con buzamientos altos, generando morfologías similares a flores positivas. El movimiento en dirección predomina sobre el movimiento en perpendicular. En planta los saltos de falla que dominan son los dextrales, mientras que en sección la estructuras presentan poco desplazamiento inverso. Las fallas recientes se unen en profundidad con las viejas. Se incrementa el número de estructuras tipo R2 y la morfología anastomosada se hace mucho más patente.

Las fallas tardías de tipo X sinistral solo acomodan una parte menor del movimiento. Pero se hace notar que tanto las fallas sinestrales como los dominios sin fracturar presentan una ligera rotación horaria a lo largo de ejes verticales.

Experimento 2. El ratio disminuye; ratio 1/4, se induce 4 cm en dirección y 1 en perpendicular. En la primera etapa el resultado se parece al de la primera etapa anterior pero el ángulo de las R con respecto a la PDZ sería mayor, entre 28 y 37. En la etapa dos, al incrementarse la deformación se observan claros movimientos en falla inversa en las zonas

Figura 6.5: Resumen de los experimentos de Schreurs (1997), en planta. Ampliado la fase 3 del experimento 1.



de solape de las R. Empiezan a formarse fallas con buzamientos de 30-50 grados, inversas en estas zonas. Estas importantes modificaciones de la distribución de fallas no se observan en la USC, con lo cual parece más que probable que el modelo 1 sea el que mejor se adapte para esta comparación.

Experimento 3. El ratio disminuye, ratio 1/3; se inducen 3 cm en dirección y 1 en perpendicular. Al contrario que en los experimentos anteriores, lo primero que aparece son fallas inversas, casi subparalelas a la PDZ y con buzamientos de los planos de falla de 34-47 grados, todo ello incompatible con lo observado en la USC.

6.1.4 Discusión de la comparación

Tanto a nivel cartográfico como en cuanto a la magnitud y forma de las estructuras, el experimento uno en su etapa tres (Schreurs, 1997) es el que más se parece a lo que se ve en las cartografías propuestas para la USC en cuanto a deformación transpresiva dextral (comparar figura 6.5 con figs. 4.40 y 4.41). En esta etapa del experimento 1 se han llegado a desarrollar carriles de deformación de tipo R, anastomosados, y altamente complejos en los que predominan los movimientos en dirección sobre los inversos. También ha desarrollado bandas de deformación de tipo R2 de morfología compleja y con similares características a las anteriores pero con saltos menores. Se encuentran de manera abundante estructuras tipo X que acomodan el movimiento rotacional del sistema, etc. Todo ello también ha sido cartografiado en la USC.

Si, como concluye Schreur (1997), el estilo inicial del patrón de fallas depende claramente del ratio aplicado entre acortamiento y cizalla, se puede aproximar que el patrón cartográfico de fallas cartografiadas en la USC responde a deformación por transpresión dextral, con una relación acortamiento-dirección de 1/8.

Con esto únicamente pretendemos decir que, en la USC, el patrón de fallas cartografiado responde a deformación por transpresión dextral pero con componente principalmente direccional, no que esta relación (1/8) sea la exacta para la USC en cuanto a los valores de las componentes en dirección y acortamiento de la deformación.

Esto estaría de acuerdo con los marcadores de movimiento de las fallas tipo R en la USC, que siempre responden a movimientos dextrales con componente inversa, mientras que si respondieran a deformación en cizalla simple sin componente en convergencia tendrían marcadores cinemáticos transpresivos y transtensivos a lo largo de la zona de deformación (ver apartado 2.5.2.1)

Además, el interespaciado entre las distintas bandas de deformación de tipo R observadas en la USC estaría condicionado por el espesor de la cobertera.

La evolución temporal de las estructuras desarrolladas por deformación transpresiva dextral en la USC se aproximaría a la evolución de las distintas etapas del experimento 1.

Todo ello indicaría que, a pesar de tener anisotropías como el Montsec o Boixols en los materiales de cobertera en la USC, no han actuado como elementos estructurales importantes que condicionen la existencia, geometría y comportamiento general de este patrón de fallas, ya que el responsable de esto es la propia estratigrafía mecánica, dentro de un marco general deformado mediante transpresión.

Esto supone que en la USC se puede calcular la elipse de deformación para esta deformación dextral sin que las estructuras a partir de las cuales se va a construir estén condicionadas por anisotropías previas. Aun así es muy razonable suponer que las fallas extensionales principales del Cretácico inferior a favor de las cuales se genera por inversión parcial la estructura de Boixols, de orientación aproximada E-W (García Senz, 2002), estén reactivadas en mayor o menor grado por las estructuras cartografiadas y de salto predominantemente en dirección.

Por otro lado, la deformación distribuida mediante la existencia de niveles de despegue descrita en los experimentos de Schreurs (1997), una vez validado y comparado con el comportamiento de la USC, implica una serie de problemas en sus límites. En los experimentos, el lado norte del aparato sobre el que se simula la deformación representa la zona que acumula mayor desplazamiento dextral, si se fija el lado sur, ya que el movimiento es relativo.

En un corte general N-S de la USC y pirineo axial, la zona de las Nogueras representa un límite reológico casi vertical entre zonas que deben tener un comportamiento diferente. Hacia el norte de la zona de las Nogueras, en el Pirineo axial, no hay materiales dúctiles del Keuper ni materiales de cobertera y se debe estructurar mediante tectónica de basamento (fig. 6.6)

Para la deformación traspresiva dextral descrita anteriormente en la USC, se ha inferido una PDZ de dirección aproximada N85-90 y situada más al norte (apartado 4.4.1.4). La unidad de las Nogueras no representa esta PDZ, ya que la orientación cartográfica de los afloramientos a grandes rasgos es N 110 (fig. 6.7). Además, en los MDTs regionales de la USC, zona de las Nogueras y núcleo Axial, (como se verá más adelante, figs. 7.4 y 7.5) se han identificado en la zona de las Nogueras los lineamientos estructurales de dirección N110 marcadas fuertemente y no tanto las N 85-90.

Con esta argumentación solo se pretende exponer la posibilidad de que la unidad de las Nogueras represente un límite con respecto a dos dominios, en cuanto a deformación por transpresión se refiere; uno al sur representado por la USC, con deformación por transpresión dextral, homogéneamente distribuida por la existencia de horizontes dúctiles en profundidad y otro al N, en el cual la distribución de la deformación debe variar de alguna manera.

El dominio sur en tres dimensiones se podría comparar con los modelos corticales de deformación en 3D de Richard y Cobbold (1990) y discutidos por Teysier y Tikoff (1998). En la fig. 6.8 se idea-

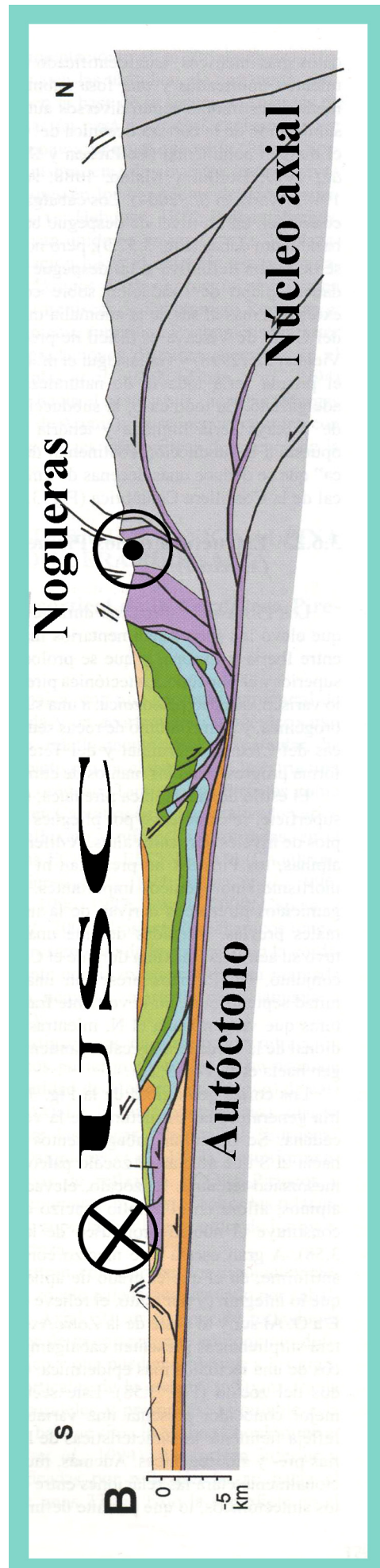


Figura 6.6: Corte Geológico N-S a lo largo de la USC. Teixell (2004), modificado de Muñoz (1992) y con modificaciones en la zona de Sierras Marginales tomadas de Vergés (1993). En morado las unidades dúctiles del Triásico.

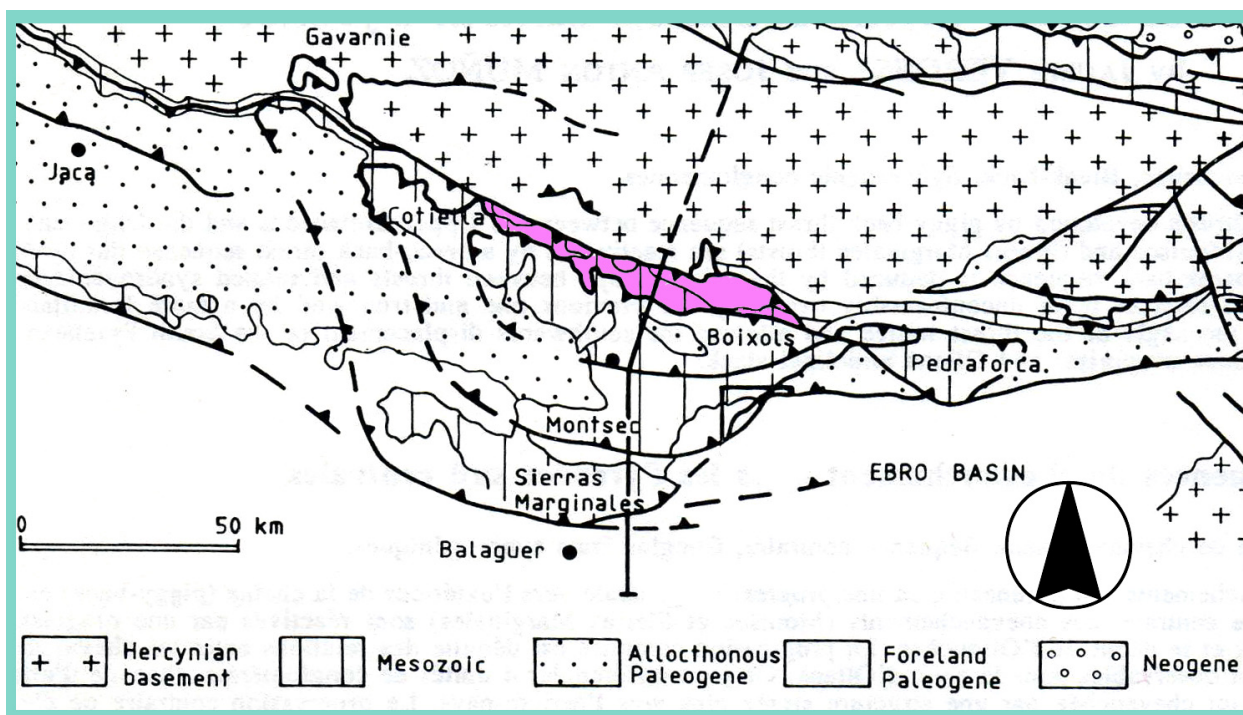


Figura 6.7: Cartografía esquemática de la USC, Nogueras y Pirineo Axial. La zona morada representa las unidades de las Nogueras (modificado de Muñóz, 1992). Su orientación, N110 aprox., es perfectamente compatible con el conjunto de estructuras tipo R que hemos atribuido a deformación por transpresión dextral.

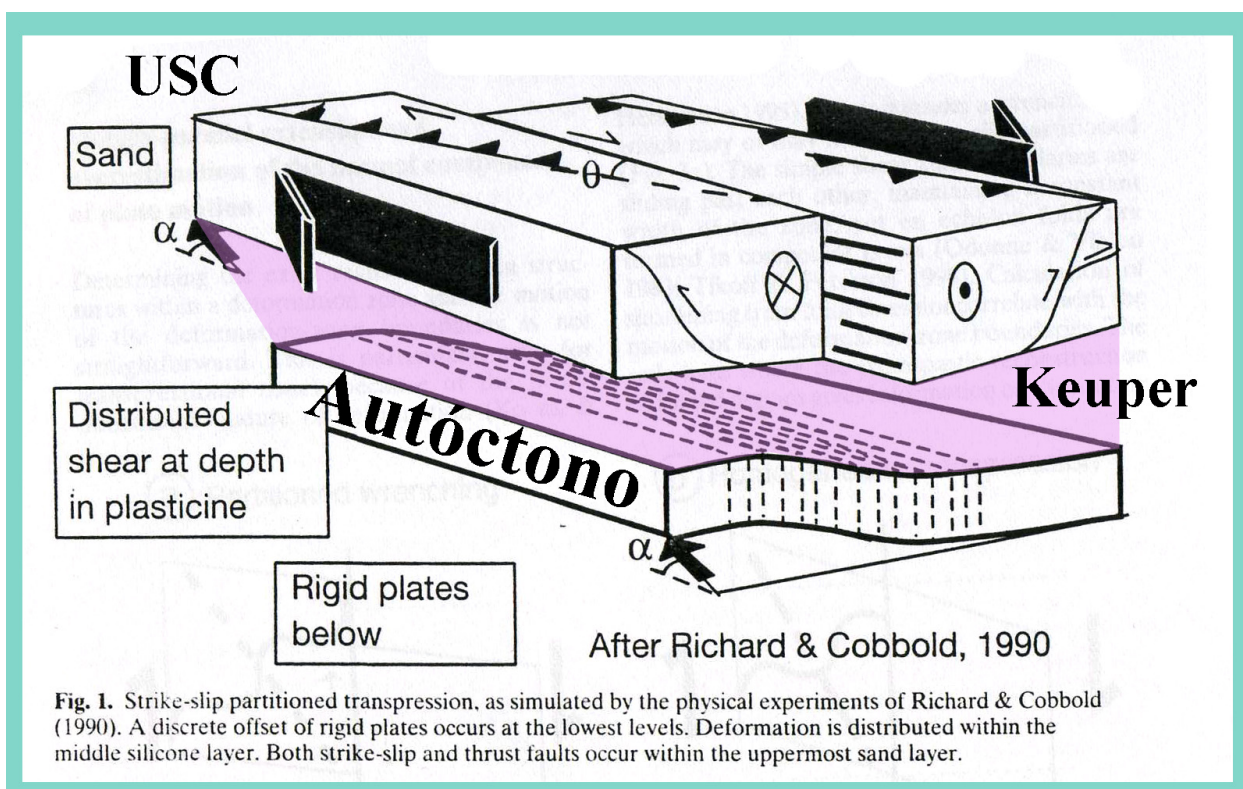


Figura 6.8: Figura modificada de Teyssier y Tikko (1998) que representa un modelo viable de comportamiento 3D para la USC.

liza un esquema que a grandes rasgos es aplicable a la USC si se escala para ésta en lugar de para toda la corteza.

Hacia el norte de las Nogueras este esquema a niveles corticales superficiales no es viable por no existir los materiales de despegue locales que lo permitirían.

6.1.5 Conclusiones obtenidas por la comparación con análogos

Existe una alta concentración de materiales dúctiles (generalmente facies Keuper) a base de la USC. Esta importante cantidad de material dúctil parece haber sido subestimada en los cortes geológicos de la zona.

Estas cantidades de Keuper en todo el subsuelo de la USC indican que este no es el nivel de despegue, como suela del sistema o lubricante en los modelos clásicos de rampa-rellano, sino una unidad alóctona más, que ha sido estructuralmente redistribuida. Para conseguir los diferenciales de espesor que se observan, el Keuper ha de estar fuertemente removilizado estructuralmente.

Esto, que no es intuitivo en los trabajos sobre geología estructural de la zona, tiene una gran importancia en cuanto a estratigrafía mecánica y a desarrollo y evolución estructural.

La morfología cartográfica de las fallas relacionadas con deformación transpresiva dextral en la USC se adapta a un patrón de fracturación no nucleada en anisotropías verticales previas y generado por esfuerzos homogéneamente distribuidos vía nivel/es de despegue situados en la base de la USC. El interespaciado de los principales carriles de deformación de tipo R esta condicionado por el espesor la cobertera existente por encima de los niveles plásticos y por tanto la deformación también está homogéneamente distribuida en la USC.

La relación acortamiento/dirección que mejor se ajusta en la comparación cartográfica entre la USC y los experimentos análogos es de 8/1 (transpresivo, pero predominantemente direccional). Esto confirma así lo observado en campo que justifica este conjunto de fallas como respuesta a deformación por transpresión dextral. Además la comparación cartográfica análogos-USC tiene la mejor coincidencia con la etapa tres, muy avanzada, del experimento número 1 de Schreurs (1997).

Según esto, la USC ha funcionado como un bloque relativamente homogéneo, separado de la zona Axial por la zona de las Nogueras, que ha debido ser una banda de anisotropía regional en cuanto a deformación por transpresión se refiere.

6.2 Comparativa con modelos teóricos. Construcción de una elipse de deformación horizontal para la USC

En la comparación con modelos análogos se ha evidenciado que para la USC, las fallas generadas en el contexto de una deformación transpresiva dextral tardía no están nucleadas en anisotropías verticales previas, y responden a deformación homogéneamente distribuida, con lo cual se puede construir una elipse de deformación.

Para la construcción geométrica de la elipse de deformación horizontal en la USC, las direcciones que se toman son:

- PDZ, dirección N85-90. En los trabajos realizados en campo y en el análisis de la fracturación mediante ortoimágenes y MDTs se ha visto de manera coherente que estas estructuras responden a direcciones muy similares y que están en torno a N85-90 (apartados 4.4.1.4 y 4.5.3.1). Se han atribuido a estructuras tipo *in line* y por tanto la PDZ del conjunto ha de tener esa dirección.

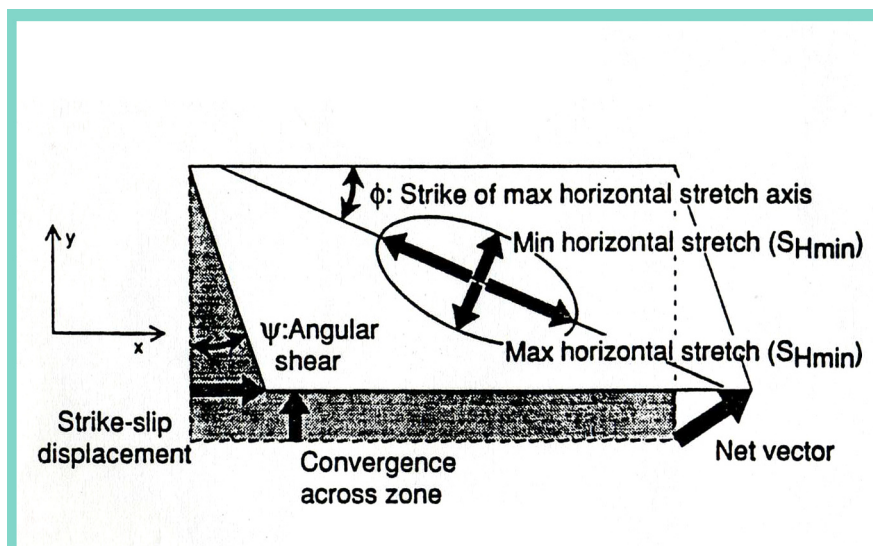
- Estructuras tensionales tipo T, dirección N165. Estas estructuras se han cartografiado mediante distintas técnicas en un margen cartográfico de entre N165 y N180. Para este trabajo suponemos que las estructuras de dirección N180 están ligeramente rota-

das en sentido horario y que son más antiguas (esto sería coherente con lo observado en la cartografía mediante teledetección, en las que no se observan grandes lineamientos N165 y si N175-180, que al ser más antiguos acumularían mayor deformación y por tanto se observarían mejor).

- El resto de directrices estructurales se ha desechado para la construcción de la elipse de deformación por no ser significativas para este objetivo. El ángulo inicial al que se forman depende de la cantidad de acortamiento oblicuo y del espesor de la columna sobre la que se forman (ver apartado 2.5). Además, es muy probable que algunas de ellas hayan sido rotadas (p. ej. las de tipología X).

Para la construcción de esta elipse de deformación horizontal se toma como dirección del eje menor la dirección de las fábricas extensionales N165 y perpendicular a éstas la dirección del eje mayor (N75). Para discriminar realmente si el patrón cartográfico obtenido en la USC responde a deformación por transpresión o a deformación en cizalla simple estricta se aplican los métodos matemáticos de trabajo propuestos por Krantz (1995). De tal manera que se pueda validar la

Figura 6.9: Figura tomada de Krantz (1995) en donde se representa la terminología aplicada en su trabajo.



comparación cartográfica realizada anteriormente (apartado 6.1) con modelos análogos. Después se aproximarán los valores relativos de máxima y mínima elongación horizontal para aproximar el vector neto de convergencia sobre una PDZ N90.

A partir de los trabajos de Krantz (1995) se calcula la dirección del eje de deformación finita máxima (ángulo denominado ϕ por Krantz, 1995), que es el ángulo que resulta entre la dirección del eje X y la dirección del eje mayor de la elipse de deformación (fig. 6.9). Este ángulo correspondería a la dirección de la PDZ menos la dirección del eje mayor de la elipse y corresponde a entre 10 y 15 grados, según si la PDZ se sitúa a N85 o N90. Para este caso se va a situar en N90 y por tanto el ángulo ϕ utilizado es de 15 grados.

A partir de este ángulo y una serie de nomogramas se pueden aproximar los valores de elongación mínima horizontal y de elongación máxima horizontal, definidos por Krantz (1995) como la mitad de la longitud del eje menor y mayor, respectivamente, de la elipse horizontal de deformación (fig. 6.9).

El último parámetro necesario para la aplicación de estos nomogramas es el valor R, entendido como el ratio de convergencia a lo largo de la zona de cizalla y la componente en dirección. Este valor no se ha calculado para la USC, pero se puede aproximar como inferior a 0.5 de manera razonable, ya que la comparación con análogos realizada anteriormente muestra que la componente en dirección ha de ser la predominante. En el experimento 3 de Schreurs (1997), R correspondería a 1/8.

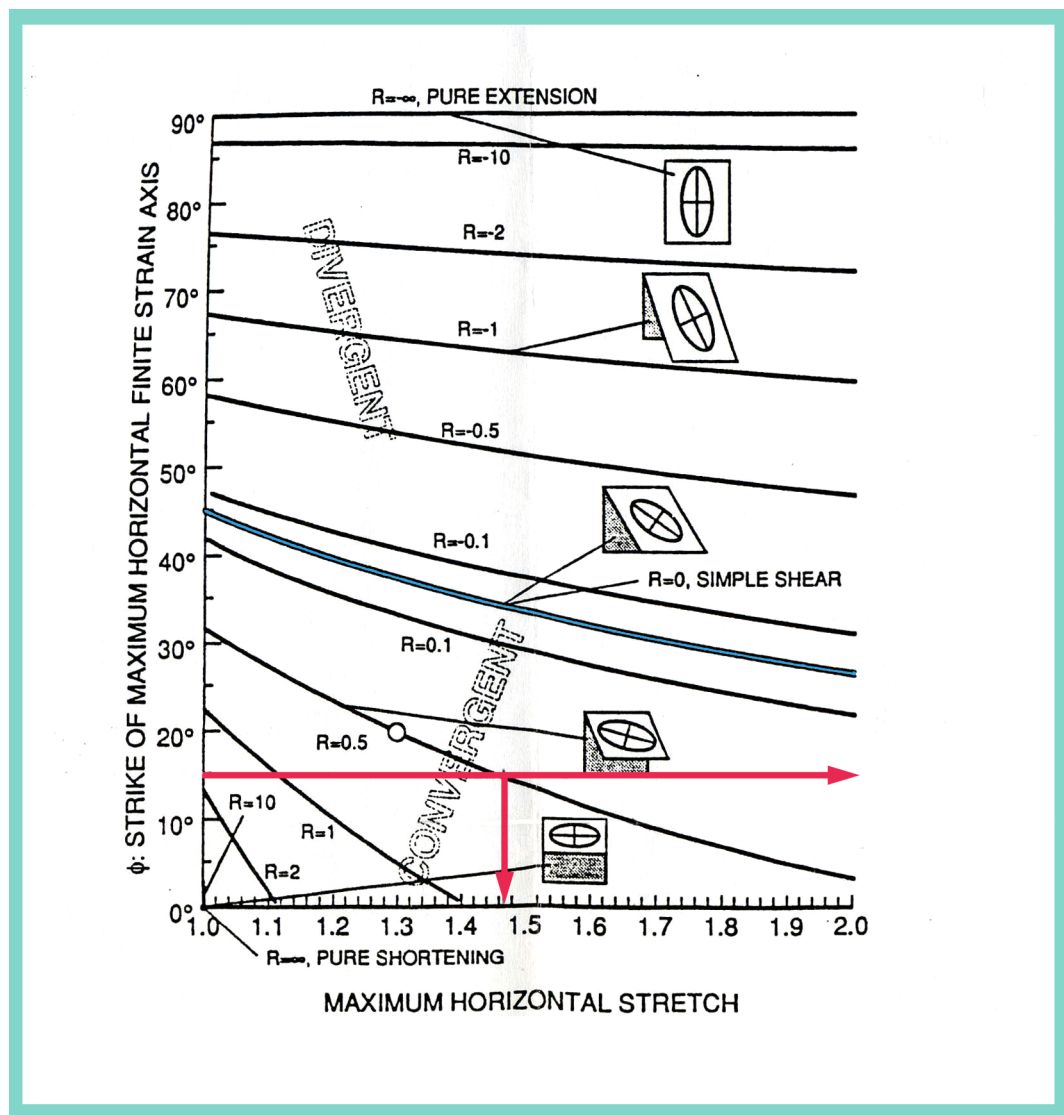


Figura 6.9: Nomograma de Krantz (1995). Elongación máxima horizontal en X, ángulo ϕ en Y y sectores con valores de R. En azul los valores de R para cizalla simple estricta.

Para el nomograma de la fig. 5 de Krantz (1995)(fig. 6.10), a un ángulo ϕ de 15 grados, y para valores de R inferiores a 0.5, la recta de ángulo ϕ marcada no llega a tocar a la curva de R igual a 0 (cizalla simple estricta), o la tocaría en valores de elongación máxima horizontal excesivamente altos como para ser reales, ya que esta curva es asíntotica (Krantz, 1995).

Esto indica claramente que para los ángulos de ϕ calculados y con la relación de acortamiento/dirección estimada en la USC no es posible el desarrollo de deformación en cizalla simple en sentido estricto, sino que tiene que haber algo de convergencia y por tanto la deformación desarrollada es transpresiva. Esto es coherente con lo observado a partir de la comparación con los modelos análogos.

A continuación se va a intentar aproximar la longitud relativa de los ejes mayores y menores de la elipse de deformación horizontal.

En el nomograma de la fig. 4 de Krantz (1995) (fig. 6.10) los valores de elongación máxima horizontal se pueden aproximar como mayores a 1.46. El valor de la mitad de la longitud del eje mayor de la elipse de deformación horizontal debería ser mayor que 1.46.

En el nomograma de la fig. 6.10 de Krantz para valores de ϕ de 15 grados se puede aproximar una elongación mínima horizontal de entre 0.36 y 0.28. Por tanto, el valor de la mitad de la longitud del eje mayor de la elipse de deformación horizontal debería estar entre esos

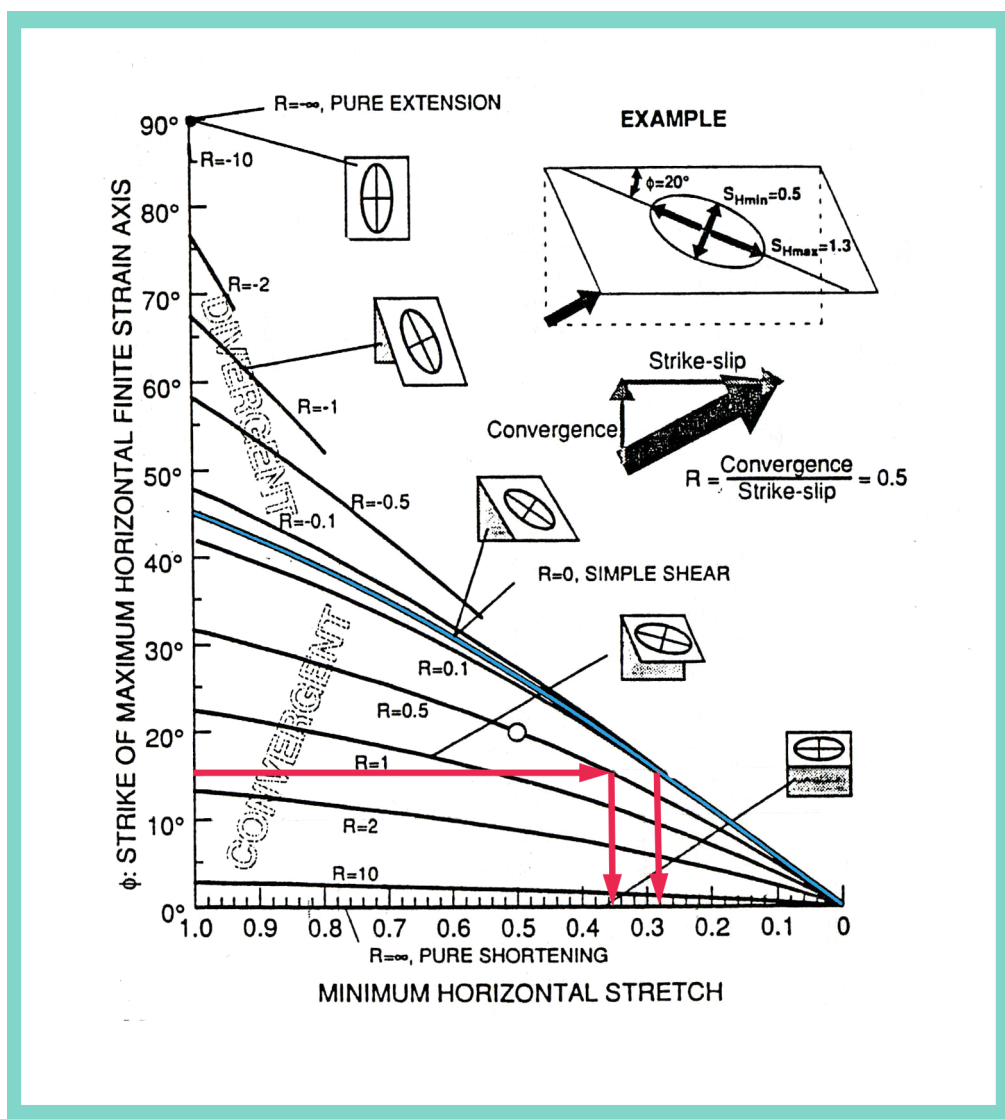


Figura 6.10: Nomograma de Krantz (1995). Elongación mínima horizontal en X , ángulo ϕ en Y y sectores con valores de R . En azul los valores de R para cizalla simple estricta.

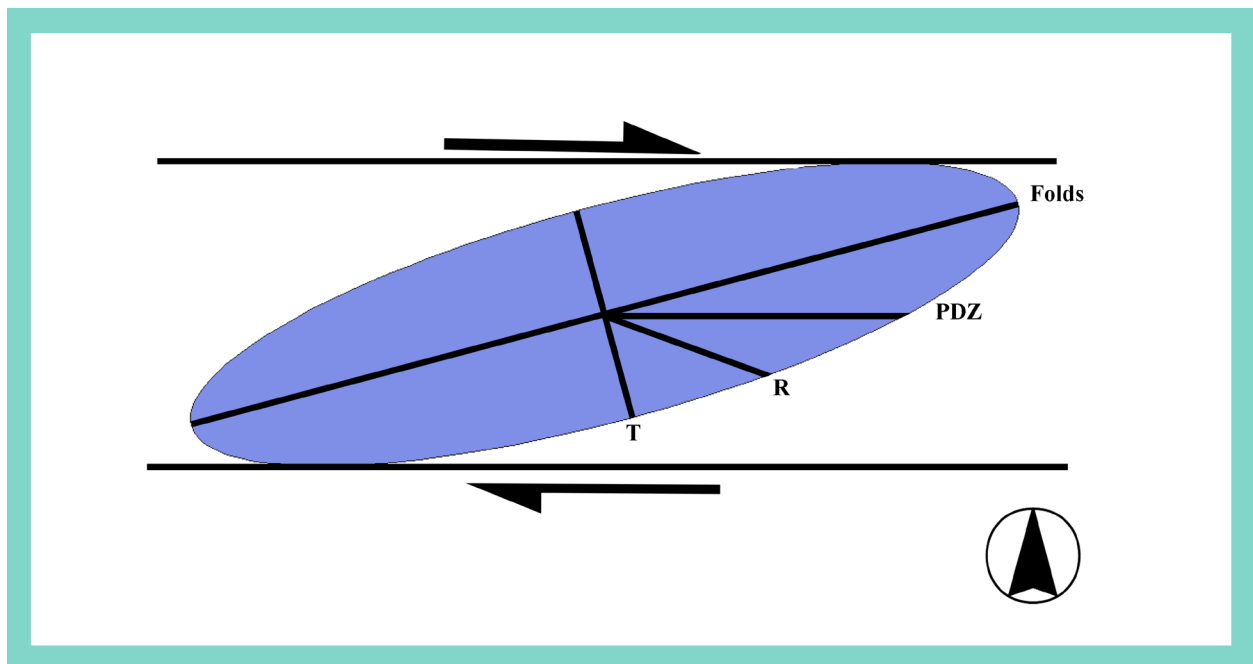


Figura 6.11: Elipse de deformación horizontal deducida a partir de la fracturación frágil cartografiada en la USC.

valores. Además, la relación máxima entre las longitudes de los ejes de la elipse de deformación es aproximadamente 1/4. No se pretende decir que ésta sea la real, sino que según estos cálculos, este sería el valor máximo, igualmente razonables en este cálculo serían relaciones 1/5, 1/6, etc. La elipse de deformación horizontal se contruye gráficamente en la fig. 6.11.

Todo esto indicaría que el vector neto de desplazamiento sobre una PDZ de dirección N90, relativo únicamente a la deformación por transpresión dextral en la USC que tiene como resultado un cortejo de estructuras frágiles, tiene un ángulo muy bajo con respecto a ésta.

Además, con un ratio R menor a 0.5, la tipología de deformación que genera el mencionado cortejo de estructuras frágiles es, en términos de Krantz (1995), transpresiva dextral ligeramente convergente.

Por otro lado, como se adelantaba en el apartado 5.7, los pliegues de la USC, de dirección cartográfica media N 55 son incompatibles con esta elipse de deformación horizontal, ya que según Krantz (1995) en transpresión estos se alinean en la dirección del eje mayor de la elipse de deformación horizontal, que en este caso es N 75.

Si se intenta construir la elipse de deformación horizontal a partir de las direcciones medias de los pliegues, la orientación del eje mayor sería N 55. Perpendicular a ésta se situaría el eje menor, en dirección N145. Esta es la dirección cartográfica predominante de las estructuras tipo R2 y no de las T y por tanto esa elipse de deformación horizontal sería incongruente con el patrón cartográfico de los pliegues observados.

La génesis de este conjunto de pliegues se describirá en detalle, junto con una discusión sobre su marco temporal en el apartado 9.3.

CAPÍTULO 7. MARCO GEOGRÁFICO DE LA DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA DEXTRAL DOMINADA POR CIZALLA SIMPLE

Una vez demostrado que el cortejo de estructuras frágiles cartografiadas en la USC responden a un patrón estructural por deformación transpresiva dextral dominada por cizalla simple, se procede a estudiar el área geográfica que está afectada por dicho patrón geométrico en los entornos más inmediatos de la USC.

A partir del trabajo de teledetección vía método de realce visual en los MDTs 1:25.000 se ha comprobado que todo el sector oriental de la USC, parte de la cuenca del Ebro y parte de las Unidades de las Nogueras están afectadas por este tipo de estructuras. Sería importante conocer que más áreas están afectadas por esta deformación para poder avanzar en dos campos fundamentales, la datación de esta deformación y la génesis dentro de un contexto regional.

Dentro de la USC no se han encontrado datos que permitan acotar de manera rigurosa estos dos parámetros fundamentales en cualquier proceso geológico, el dónde y el cuándo. En cuanto al desarrollo temporal vemos que el conjunto de fracturas corta todas las unidades en la USC, por tanto es posterior al emplazamiento de la USC, pero no se han encontrado criterios que permitan discriminar un lapso temporal más definido.

Se han encontrado en la USC una serie de estructuras, con unas orientaciones determinadas, cada una de estas

orientaciones con un comportamiento estructural definido y para todas ellas la característica de ser rectilíneas en general y tardías con respecto al emplazamiento de la USC. Estas son las características fundamentales que van a permitir su identificación en otros lugares mediante el uso del método teledetectivo RV sobre MDTs regionales a diversas escalas.

Muy características de los procesos de cizalla simple aquí descritos son la presencia de estructuras tipo R, *In line* y X. Por el contrario para las estructuras tipo pliegue o cabalgamiento suele ser más difícil atribuir su génesis. Por ejemplo, los límites cartográficos de la USC son rampas, el que unas sean consideradas frontales y otras oblicuas es una cuestión interpretativa.

En este capítulo estudiaremos el marco espacial al que poder extender el régimen de deformación por transpresión dextral tardío y dominado por cizalla simple deducido para la USC. El siguiente capítulo (cap. 8) estará dedicado a la datación de la evolución de dicha deformación tardía. Los capítulos siguientes estarán dedicados a la aplicación de este modelo de deformación a la interpretación de estructuras ya conocidas y previamente asignadas hasta ahora únicamente a una deformación por acortamiento N-S en cizalla pura.

7.1. Noreste peninsular (Cataluña)

Es la zona más próxima geográficamente y por tanto es por la que se comienza a cuantificar la extensión geográfica de esta fábrica estructural. Los lineamientos que se observen tanto por interpretación directa de la información topográfica en forma de modelo de elevaciones sombreado como por teledetección utilizando el método del realce visual se contrastaran con las cartografías

estructurales presentadas anteriormente para la USC y serán por tanto validadas o no con estos datos. Más adelante, en el apartado 9, dedicado al estudio del comportamiento general en la USC de estas estructuras se repasaran en detalle algunas de las posibles geometrías, evolución temporal y posibles implicaciones de algunos de estos conjuntos de estructuras.

7.1.1 MDT de Cataluña. Interpretación y aplicación del método del RV para teledetección

Para realizar una interpretación estructural a partir de los datos puramente topográficos y para poder aplicar el método del realce visual se construye un modelo de elevaciones sombreado para toda la región de Cataluña.

La información de partida es un MDT en formato *raster* (matricial) con una medida de cota cada 200 metros,

los datos en forma de MDT se obtiene de la pagina del Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Cataluña. Este modelo de elevaciones sombreado permitirá observar lineamientos geomorfológicos con un ancho mayor a 200 metros, lo que elimina todas las estructuras menores, así como "lineamientos" debidos a actividad antrópica (ej. Carreteras o líneas de ferrocarril).

El *display* gráfico del modelo es RGB: 254/173/3, la orientación del sol es arbitraria, acimut N0 y elevación sobre la horizontal de 38 grados.

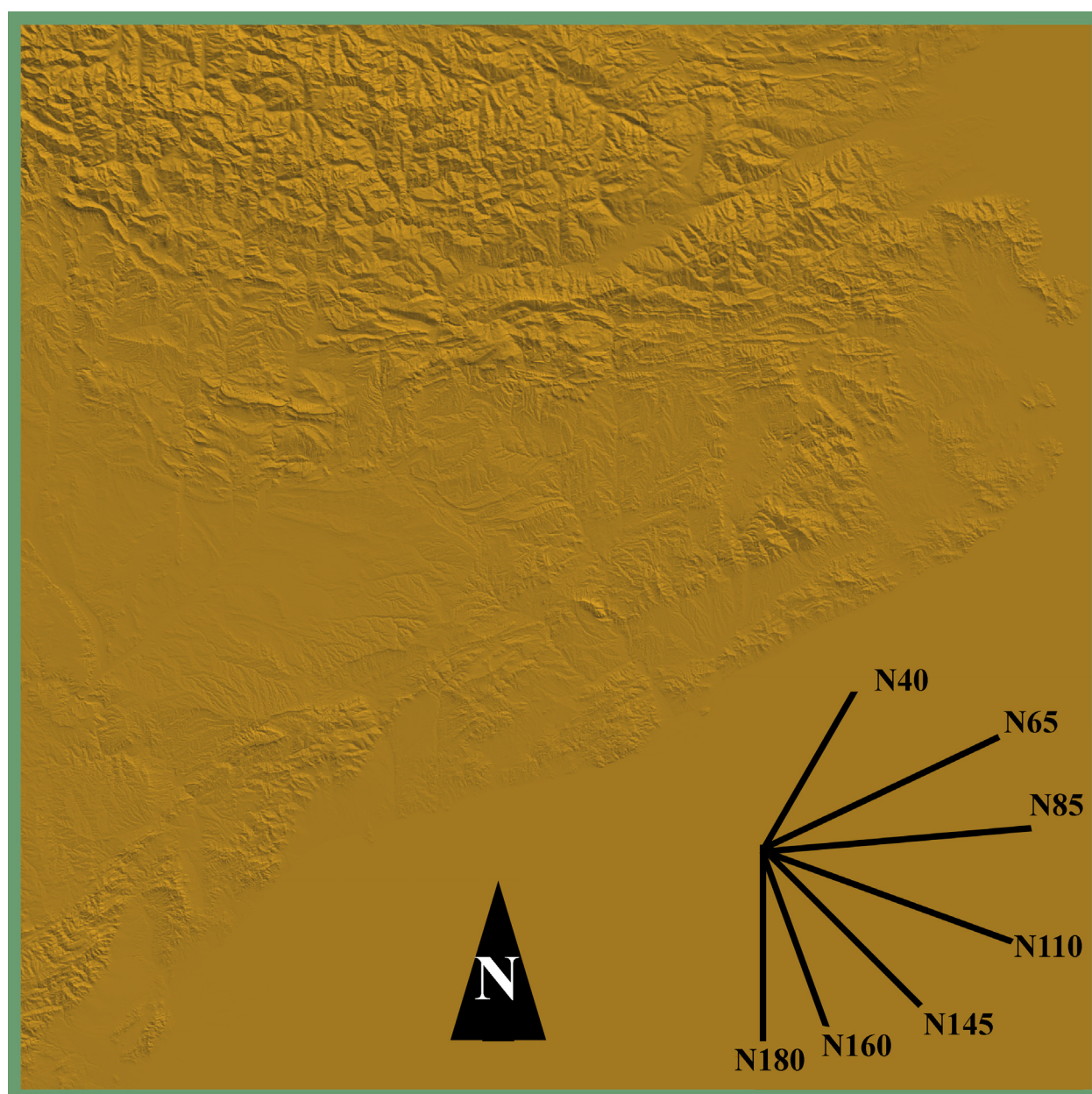


Figura 7.1: Modelo de elevaciones sombreado de Cataluña. Se han marcado las direcciones de los lineamientos identificados y comentados en el texto.

7.1.1.1 Interpretación estructural de los lineamientos a partir del modelo de elevaciones sombreado

Al estudiar el modelo de elevaciones sombreado sin ningún tipo de tratamiento se pueden diferenciar gran parte de los lineamientos descritos en los trabajos enfocados en la USC exclusivamente (fig. 7.1). Estos lineamientos, más o menos continuos, en relevo o de manera discreta, cortan todos los materiales geológicos existentes, de todas las edades y también todas las estructuras preexis-

tentes en dichos materiales (fig. 7.1b). Con este ejercicio de interpretación no se pretende realizar un mapa acabado de lineamientos sino evidenciar la existencia de estos en todos los dominios estructurales que abarca el MDT.

Estructuras tipo R de dirección N110

Aparecen en toda la extensión geográfica del MDT. Al norte, en la zona axial se observan de manera profusa, cruzando desde el oeste de manera prác-

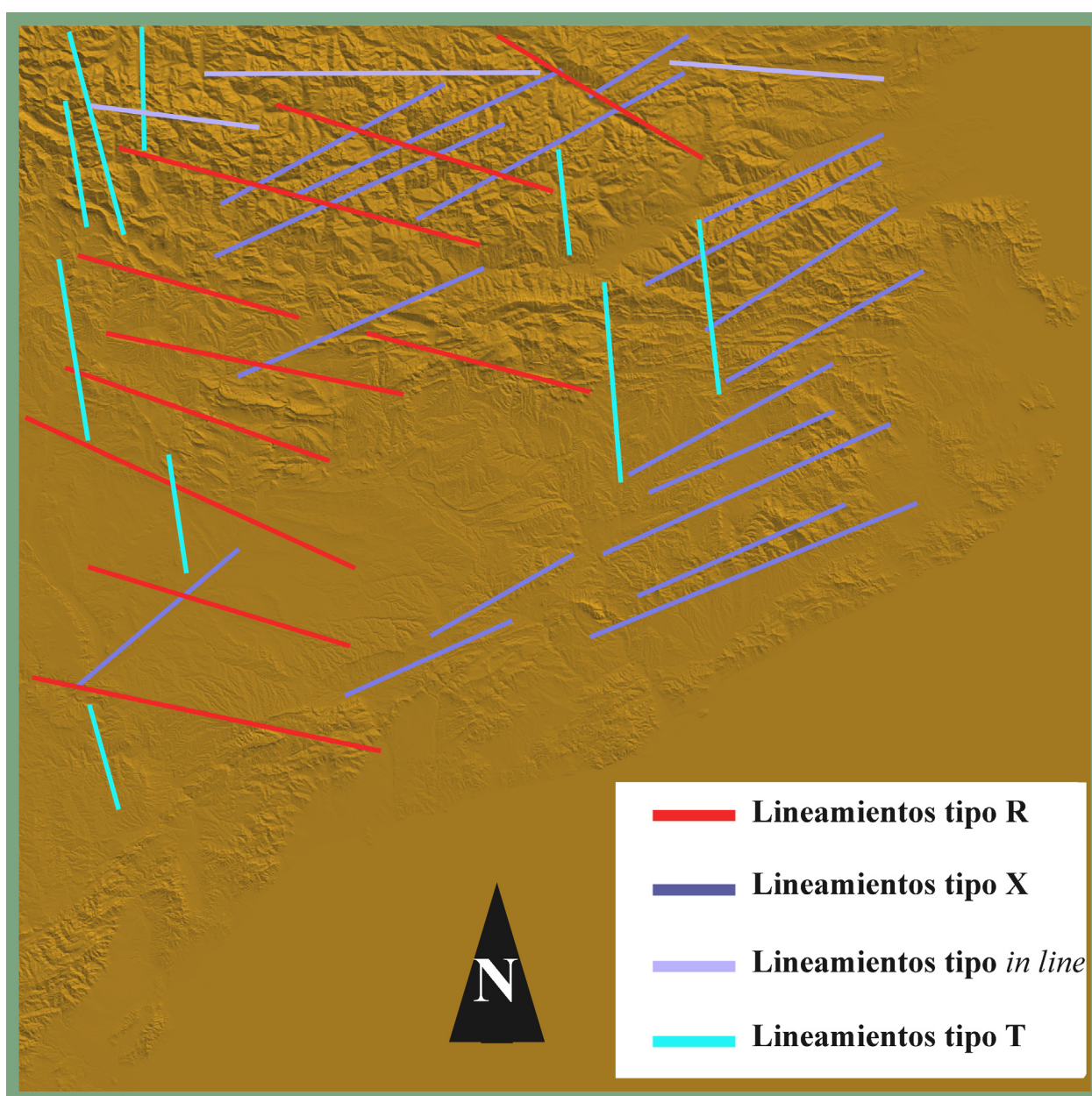


Figura 7.1 a: Modelo de elevaciones sombreado de Cataluña. Se han cartografiado algunos de los principales lineamientos observados directamente en el MDT.

ticamente rectilínea todo a su paso, pasando por encima de las cuencas de la Cerdaña y Conflent, de los macizos de Canigou y Millas hasta llegar casi al Golfo de Roses. A la altura de las unidades de las Nogueras de dirección N 110, estos lineamientos parecen atravesar en su continuación hacia el E los diversos mantos del Pirineo oriental. También se observan estas orientaciones en la zona norte del Ebro denominada Cuenca Potásica Catalana. Una de las más evidentes en la zona central del MDT es el lineamiento de Barbastro-Balaguer, que se observa prácticamente continua y rectilínea desde

el límite oeste del modelo hasta la costa atravesando todo a su paso. En la zona sur de este MDT se observa otro lineamiento muy característico que atraviesa parte de la zona central de la cuenca del Ebro y que va a salir al mediterráneo a la altura de la ciudad de Tarragona.

Estructuras tipo X de dirección aproximada N 65

Son probablemente las más evidentes. Cerca de la costa mediterránea se observan en las Cuencas del Valles, en

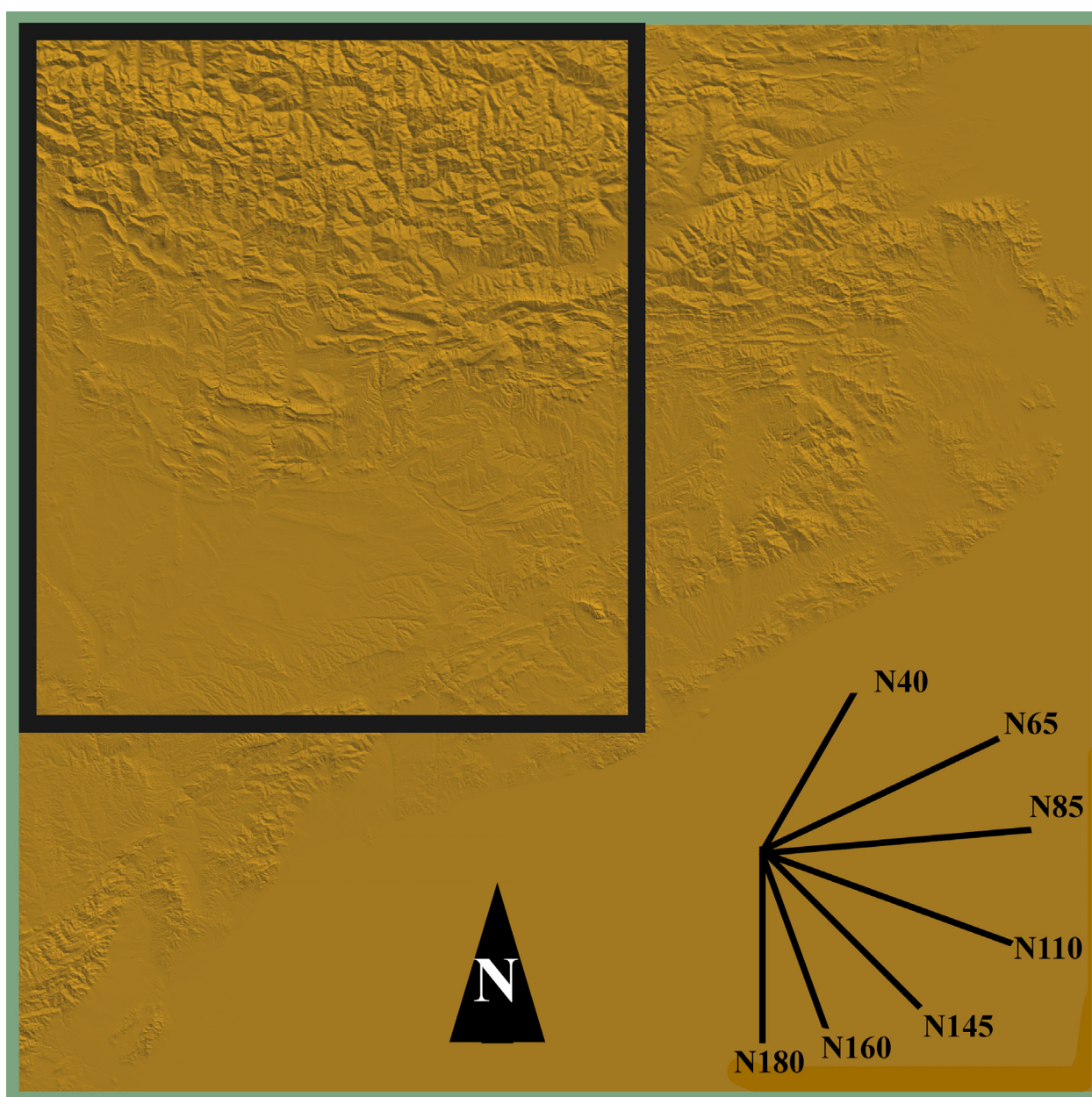


Figura 7.2: Posición de la zona sobre la que se va a aplicar el método RV en las siguientes figuras, sobre el modelo de elevaciones sombreado de Cataluña. Se han marcado las direcciones de los lineamientos identificados y comentados en el texto.

sentido general, desde el norte de Barcelona hasta la parte más al sur del modelo. Se desarrollan a lo largo de gran parte de la cuenca potásica de Cataluña y tienen una gran intensidad en la zona de las cuencas de Cerdaña y Conflent.

De ahí hacia el noroeste, en el núcleo axial de los Pirineos también son fácilmente reconocibles. No parecen de manera clara en la zona más occidental de la cuenca del Ebro representada en el MDT.

Resto de estructuras

Los lineamientos N160-180, correspondientes a extensión también se observan fácilmente en todo el modelo aunque con más intensidad quizá en la zona norte.

Los lineamientos más difíciles de observar en este modelo son los de tipo *In line* (dirección N 85-90), los de tipo X de orientación N 40 ligeramente diferente a los N 65, pero que ya fueron comentadas anteriormente en el capítulo de interpretación del MDT de la USC. Un análisis más en detalle, sobre todo en la zona del Pirineo Axial permite su reconocimiento.

Los lineamientos que aparecen claramente con dirección aproximada N 145, sobre todo en la zona de la costa de la provincia de Barcelona, a priori encajarían genéticamente por su carácter en parte dextral (consultar mapa geológico de Cataluña 1:250.000 editado por el Instituto Cartográfico de Cataluña) como bandas de deformación tipo R2.

Sin embargo la importancia de estas estructuras a nivel cartográfico en los mapas geológicos generales (1:250.000 de Cataluña del ICC y 1:1.000.000 de España del IGME) no se corresponde con lo observado en campo en la USC, en donde estas estructuras tipo R2 tienen saltos y longitudes cartográficas modestas en comparación.

Estas grandes estructuras en el noroeste de Cataluña por tanto no se consideran en este trabajo como lineamientos estructurales tipo R2.

7.1.1.2 Utilización del método del realce visual en el modelo de elevaciones sombreado.

Se conocen algunas de las limitaciones técnicas de este método de trabajo, así que su utilización a partir de ahora se va a concretar únicamente en reconocer si existen o no lineamientos en una dirección determinada. En todos los casos los desplazamientos de las dos capas necesarias para generar el efecto visual se han minimizado todo lo posible. Además se ha elegido para las figuras solo una zona más en detalle del modelo de la fig. 7.1 (posición en fig. 7.2) y que resulta significativamente representativa del modelo completo de Cataluña. Además, esta zona cubre parte del Núcleo Axial, toda la USC y parte del Pirineo Oriental así como parte importante de la cuenca del Ebro y algo de las cuencas costeras.

Se aplica el método de teledetección del realce visual al modelo de elevaciones sombreado de toda Cataluña, además se mide la dirección de los lineamientos que se observan y se atribuyen tipologías estructurales en función de su orientación:

N40; dirección correspondiente a lineamientos de tipo X.

N63; dirección correspondiente a lineamientos de tipo X (fig. 7.3).

N85; dirección correspondiente a lineamientos de tipo *in line* (fig. 7.4).

N110; dirección correspondiente a lineamientos de tipo R (fig. 7.5).

N140; dirección correspondiente a lineamientos de tipo R2.

N160; dirección correspondiente a lineamientos de tipo T (fig. 7.6).

N180; dirección correspondiente a lineamientos tipo T, probablemente rotadas.

Las directrices que se obtienen de la aplicación del método RV en el estudio de este MDT ya están validadas con

los trabajos de campo efectuados para la realización de este proyecto de tesis doctoral además de los comentarios anteriores sobre la distribución espacial de lineamientos estructurales sobre la interpretación del MDT de la USC (ver apartado 4.5). A pesar de las limitaciones del método teledetectivo empleado, las orientaciones de los principales conjuntos de estructuras realizados se ajustan muy bien tanto a los datos de campo como a los obtenidos de la interpretación directa del MDT. Cabe destacar además que aparecen lineamientos en todo el ámbito geográfico de Cataluña, independien-

temente del contexto geológico y topográfico. Incluso zonas de sedimentación reciente en la cuenca del Ebro presentan estos lineamientos estructurales coherentes con el modelo presentado.

Una vez más los datos apuntan a deformación distribuida, muy penetrativa, que moviliza todos los materiales de superficie.

Todo ello a pesar de que en función de los datos de origen del MDT los lineamientos que se observan deben tener más de 200 metros de ancho cartográfico, y por tanto existe un importante filtro de datos para las estructuras menores.

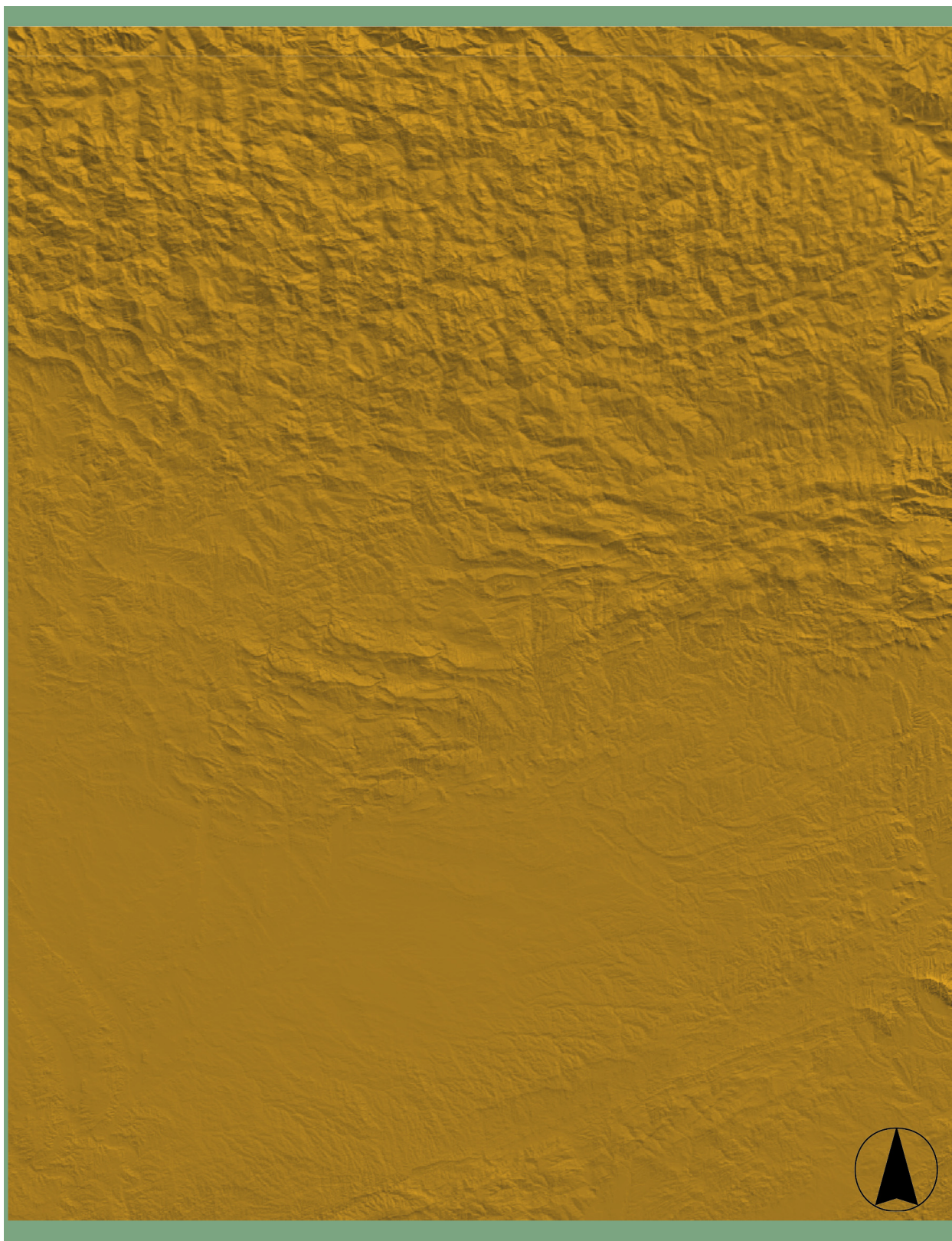


Figura 7.3: Aplicación del metodo RV sobre la dirección N 63 y de tipología X. Posición en la fig. 7.2.

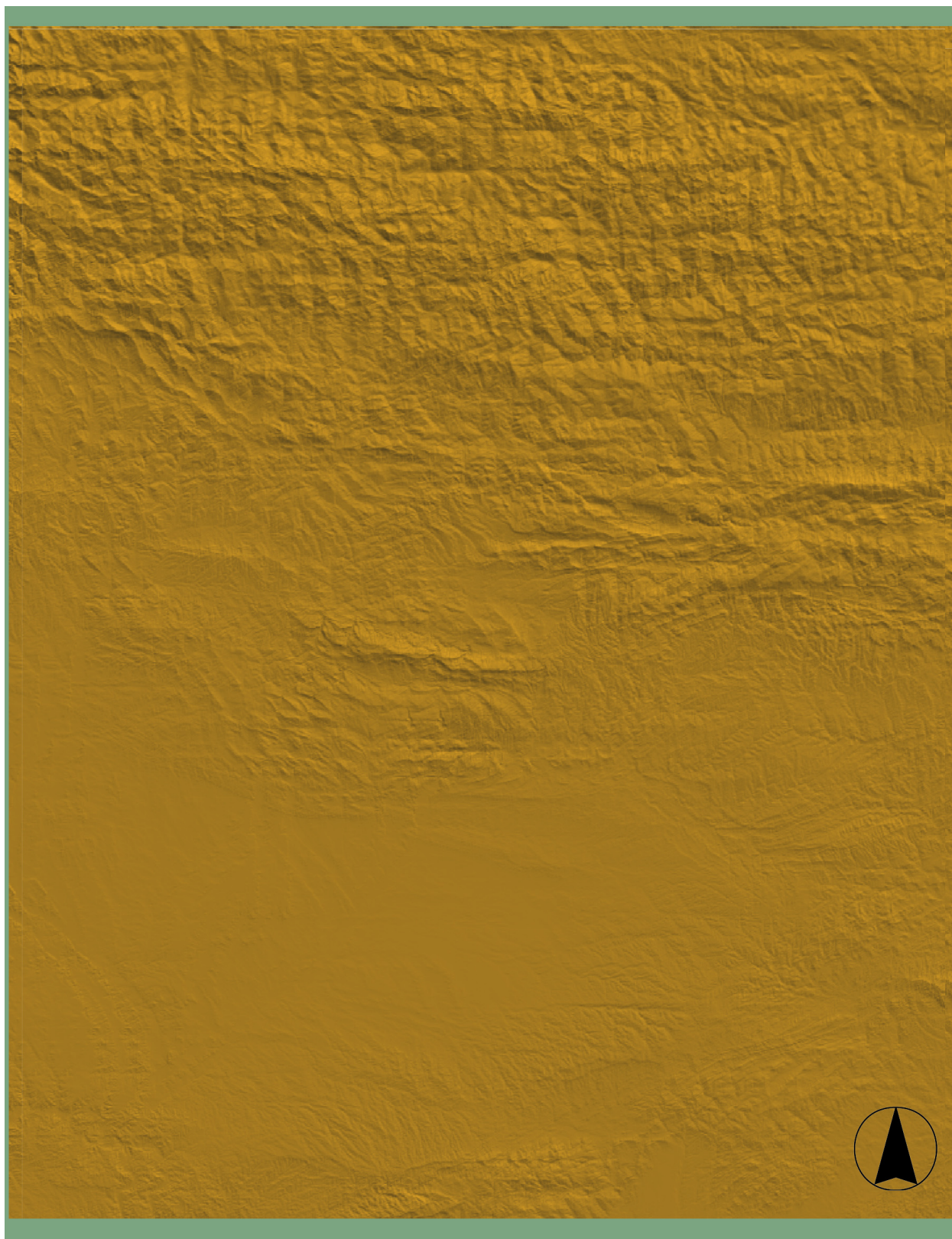


Figura 7.4: Aplicación del metodo RV sobre la dirección N 90 de tipología *in line*. Posición en fig. 7.2.

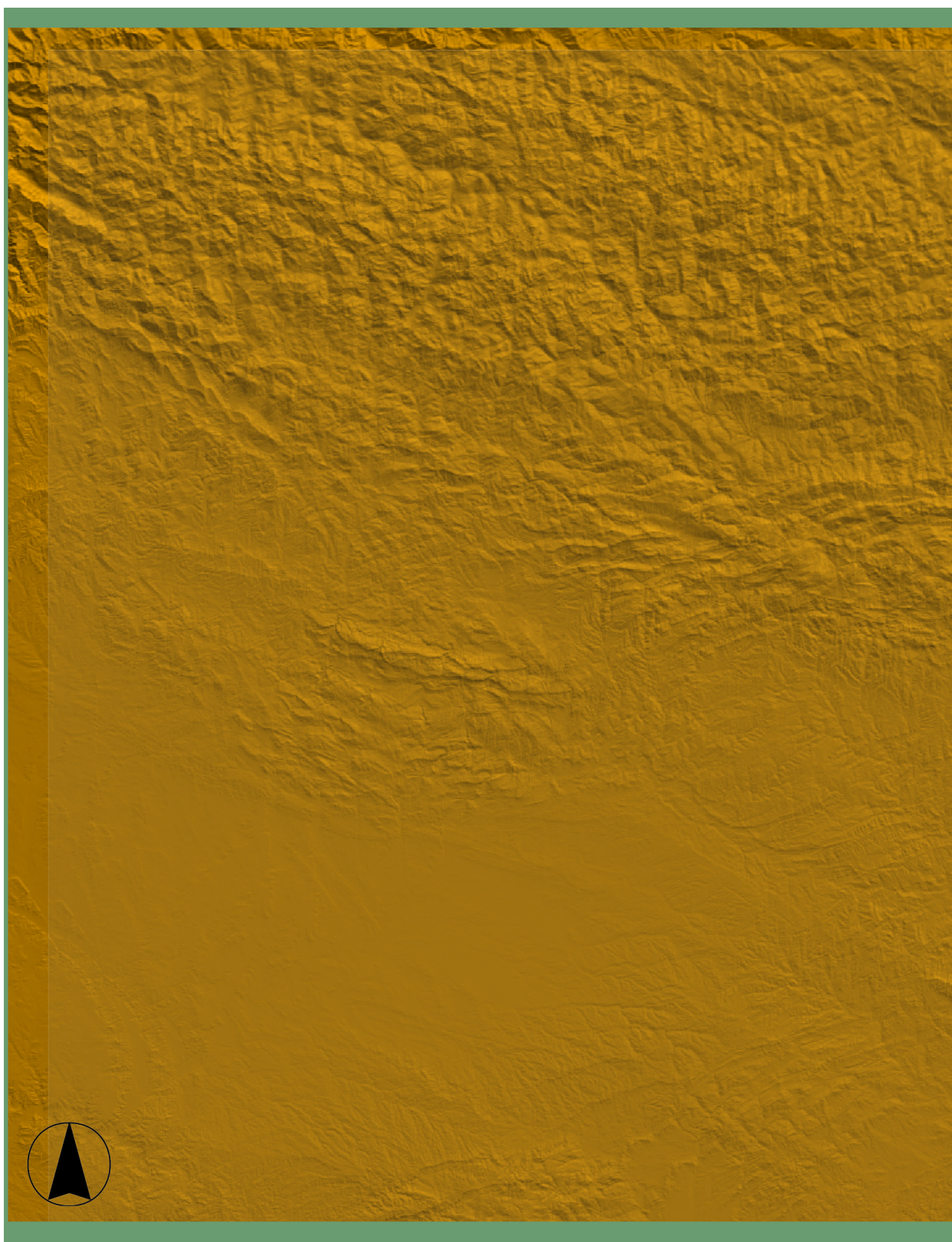


Figura 7.5: Aplicación del metodo RV sobre la dirección N 110 y de tipología R. Posición en la fig. 7.2.

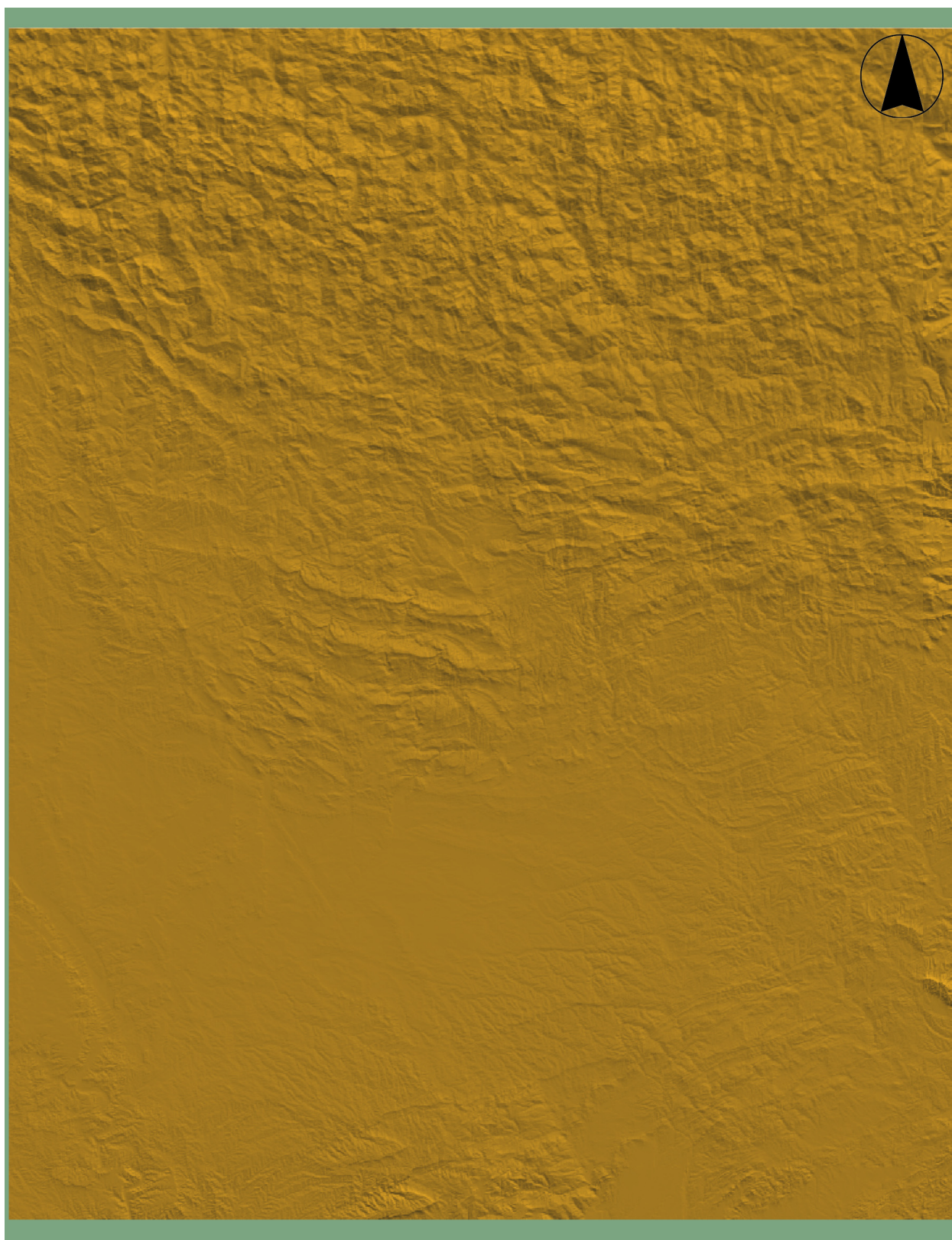


Figura 7.6: Aplicación del metodo RV sobre la dirección N 160 y de tipología T. Posición en la fig. 7.2.

7.2. MDT del Pirineo axial y cuenca de Aquitania

Una vez demostrado que el marco geográfico de este tipo de deformación es muy importante e involucra al menos a toda Cataluña, se puede razonablemente intentar buscar este tipo de estructuras del lado norte del núcleo orogénico de los Pirineos.

En el capítulo dedicado al estudio de la deformación dextral en la USC se comentó que este patrón de deformación genéticamente se puede relacionar con una PDZ situada al norte de la USC y que se comportaría como dextral. Evidentemente el lugar más adecuado para ello es en la denominada zona o núcleo Axial Pirenaico. Si esta zona ha asumido cierta deformación en transpresión dextral tardía debe quedar registro geomorfológico de ello tanto en la zona axial como en la cuenca de Aquitania, ya en Francia.

Para evaluar cual es la extensión geográfica hacia el N de este patrón de deformación se ha realizado un modelo de elevaciones sombreado a escala regional y que incluya todo el núcleo axial del orógeno Alpino en los Pirineos y gran parte de la cuenca de Aquitania.

Para construir el modelo de elevaciones sombreado hemos tomado los datos ofrecidos gratuitamente por la SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), DTED nivel 1, con un dato topográfico cada 3 arcos de segundo (90 metros). Estos datos están a disposición, gratuitamente, en la pagina web <http://srtm.usgs.gov/>, perteneciente al gobierno de los Estados Unidos.

Los datos descargados son expresados en UTM Huso 31N, al igual que casi todos los mapas realizados para este trabajo. El *display* gráfico del modelo es RGB: 152/153/153 la orientación del sol es arbitraria, acimut N135 y elevación sobre la horizontal de 30 grados.

Espacialmente, aunque de límites algo irregulares, el modelo abarca desde una latitud máxima de 44.5 al norte (al norte de la ciudad francesa de Bordeaux) para la zona E del modelo y hasta prácticamente Montpellier en el lado W, y hasta el Montsec (latitud 42) al sur. En dirección E-W representa un área que va

desde más al W de San Sebastián en el W hasta el mediterráneo en el E (figs. 7.7 y 7.8). Con este mapa no se pretende hacer un análisis exhaustivo de todos los lineamientos estructurales existentes, ni siquiera una interpretación sistemática de los lineamientos, todo lo cual quedaría por motivos obvios fuera del contexto de este trabajo.

No aplicaremos el método RV a este mapa por los mismos motivos. Lo único que se pretende es reconocer y evaluar *a priori* cual es el área geográfica afectada por deformación en transpresión. Estos lineamientos geomorfológicos se consideran lo suficientemente testados en cuanto a su génesis y comportamiento, con lo cual se buscarán más intencionalmente aquellos que son críticos y característicos para reconocer el patrón de fallas que responden a deformación por transpresión dextral.

En el modelo resultante una de las fabricas estructurales más evidentes es la de dirección N110 y tipología R (figs. 7.7, 7.9, 7.10 y 7.11). Se encuentra a lo largo de todo el modelo, el núcleo Axial Pirenaico esta completamente seccionado por estos lineamientos, al igual que en otros lugares, de manera rectilínea (figs. 7.10 y 7.11). Algunos de estos lineamientos que muestran un carácter más discreto se pueden seguir en el mencionado núcleo Axial por más de 100 Km.

Estas estructuras afectan por completo y de manera muy evidente a la cuenca de Jaca, parte NW de la cuenca del Ebro, a los macizos vascos, etc. (fig. 7.11). Su distribución es muy homogénea y cortan todos los dominios y estructuras preexistentes.

Hacia el este se pueden continuar perfectamente muchas de ellas con las características mencionadas hasta llegar al mediterráneo en el Golfo de Lyon (fig. 7.7). Hacia el norte y sobre todos los materiales existentes en la cuenca de Aquitania, incluidos los terciarios y algunos materiales cuaternarios (fig. 7.9), este fenómeno estructural se observa de manera definida hasta el final del mapa (latitud 44.5 N).

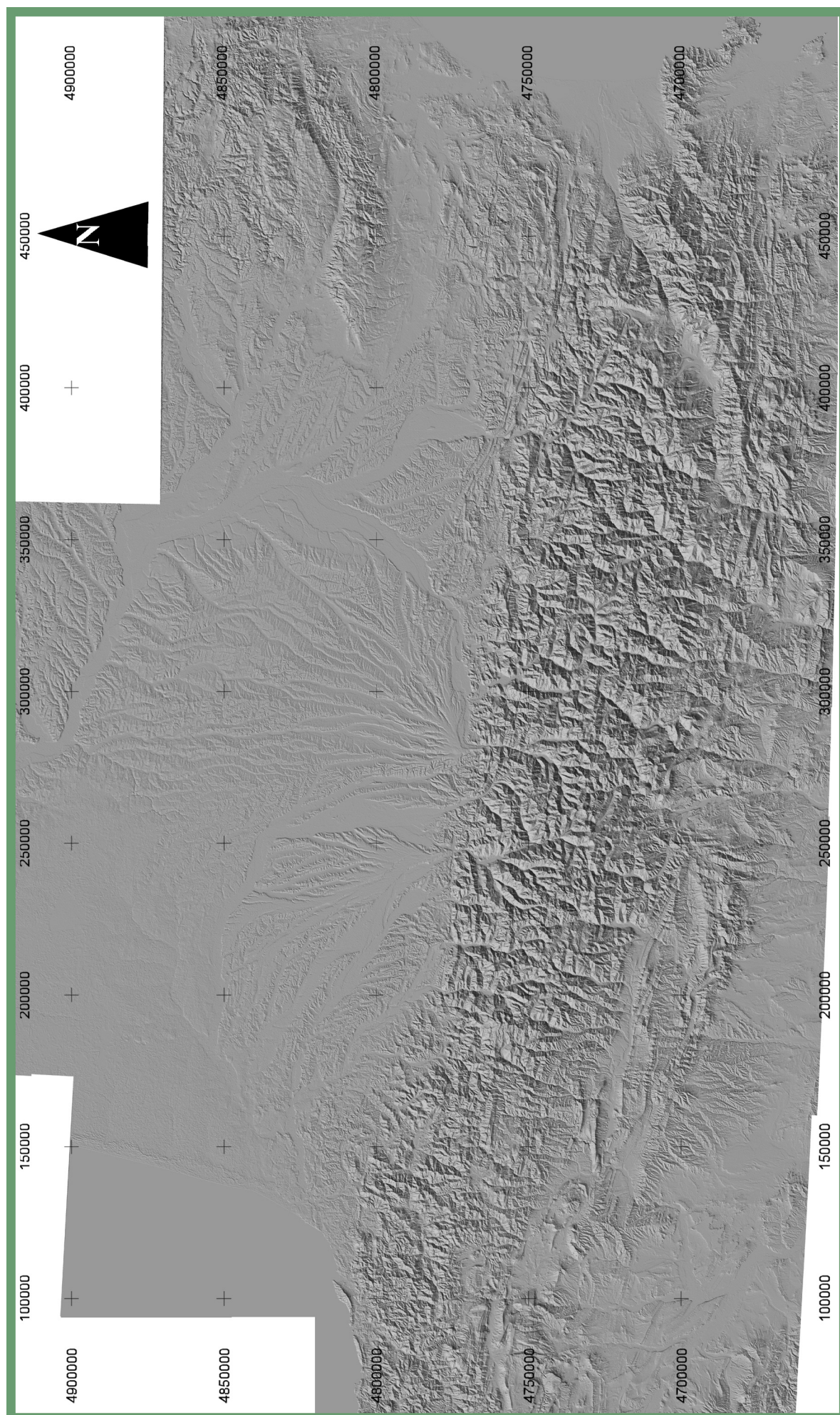


Figura 7.7: Modelo de elevaciones sombreado a escala regional que incluye todo el núcleo axial de los Pirineos y gran parte de la cuenca de Aquitania.

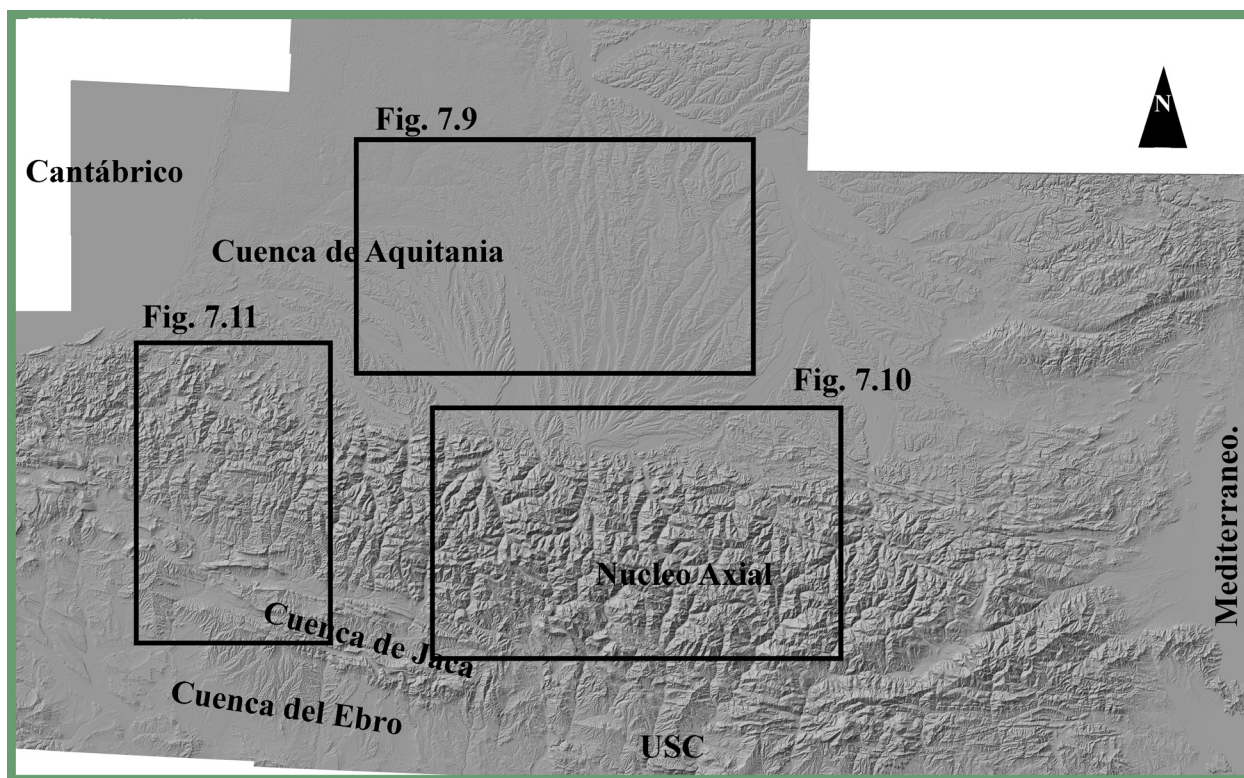


Figura 7.8: Posición de las figuras 7.9, 7.10 y 7.11.

Al igual que las estructuras de tipo R, el resto de estructuras que se han ido encontrando asociadas se hallan en mayor o menor medida en todos los lugares representados en el modelo.

Cabe destacar de manera significativa la poca variación, en algunos casos casi nula de las direcciones de estas estructuras. Las estructuras tipo R se mantienen a N 110 desde la cuenca del Ebro hasta el norte de la cuenca de Aquitania, las de tipo *in line* mantienen igualmente su dirección en toda la zona del núcleo Axial (fig. 7.10), etc.

Sólo las estructuras de tipo X y T tienen cambios angulares relativamente significativos. Esto es relativamente lógico, ya que sabemos a partir de los modelos que las estructuras que se generan a ángulos altos de la PDZ tienden a rotar más que los que se sitúan a ángulos bajos (ver apartado 2.5).

Hacia el norte y noreste de este mapa (fig. 7.7) no se han encontrado límites evidentes de la actividad de estos procesos de deformación, con lo que hay que suponer que se encuentran más lejos.

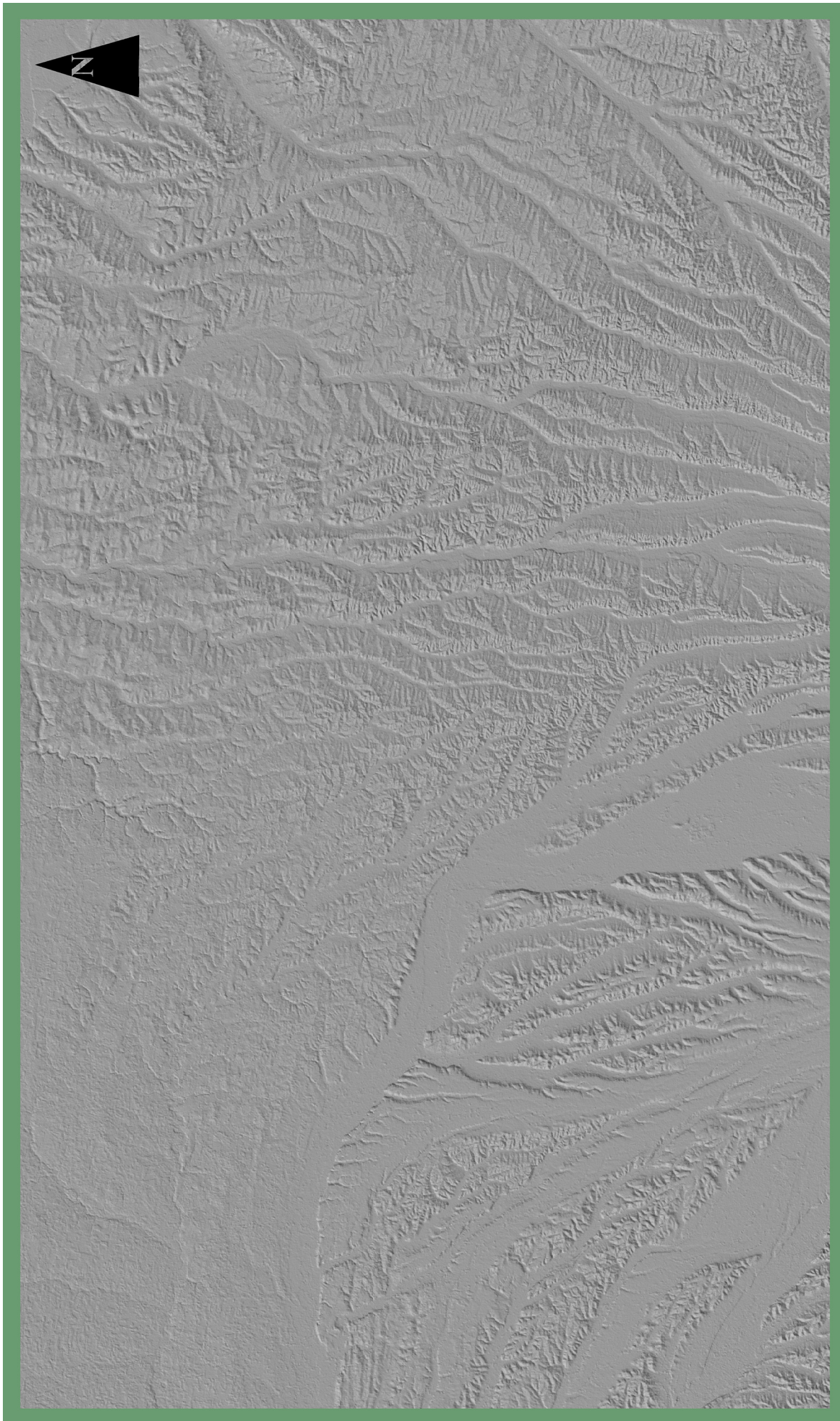


Figura 7.9 a: Modelo de elevaciones sombreado de parte de la cuenca de Aquitania. Posición en la figura 7.8.

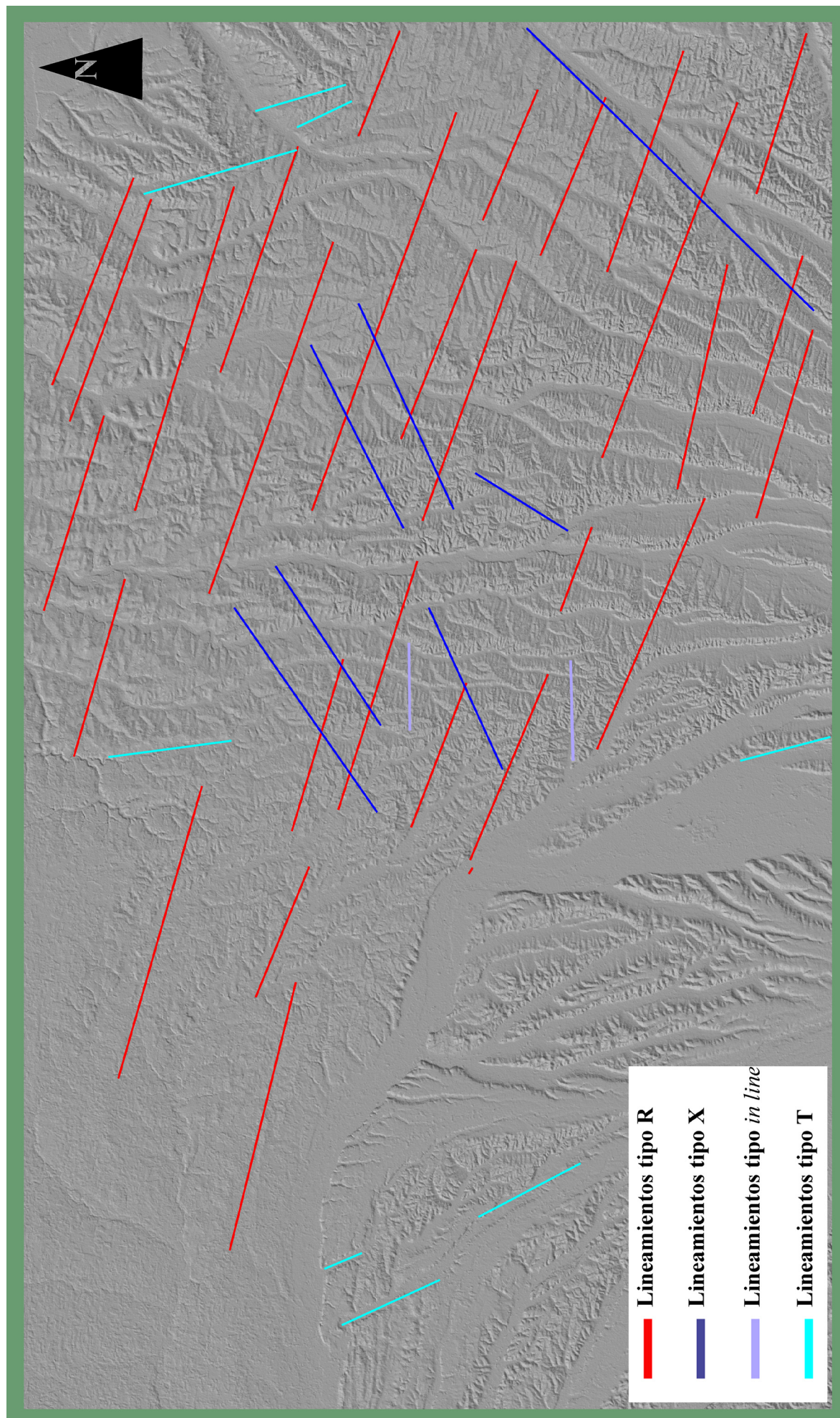


Figura 7.9 b: Lineamientos interpretados sobre el MDT de parte de la cuenca de Aquitania. Posición en la figura 7.8.

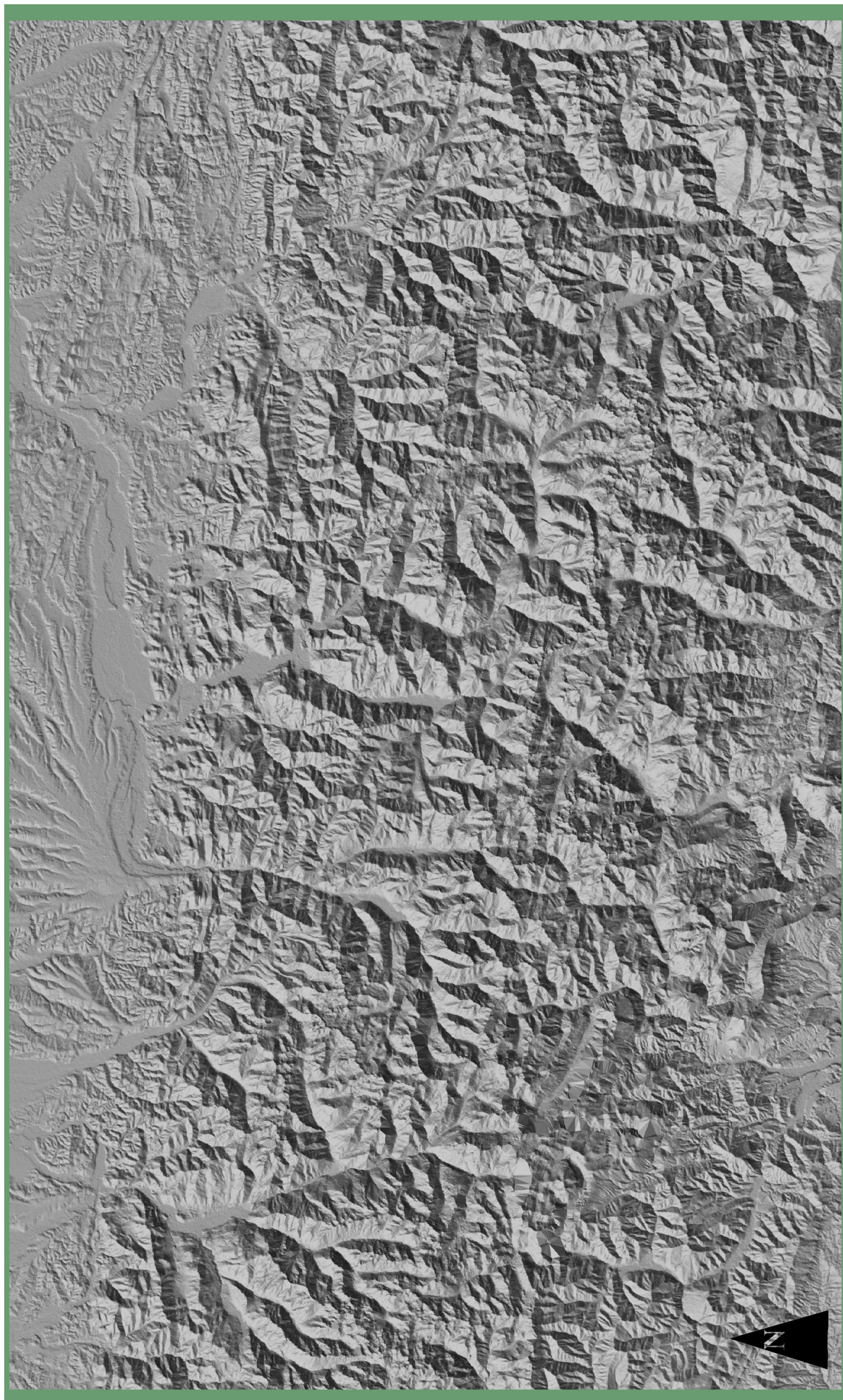


Figura 7.10 a: Modelo de elevaciones sombreado de parte del nucleo Axial y del margen sur la cuenca de Aquitania. Posición en la figura 7.8.

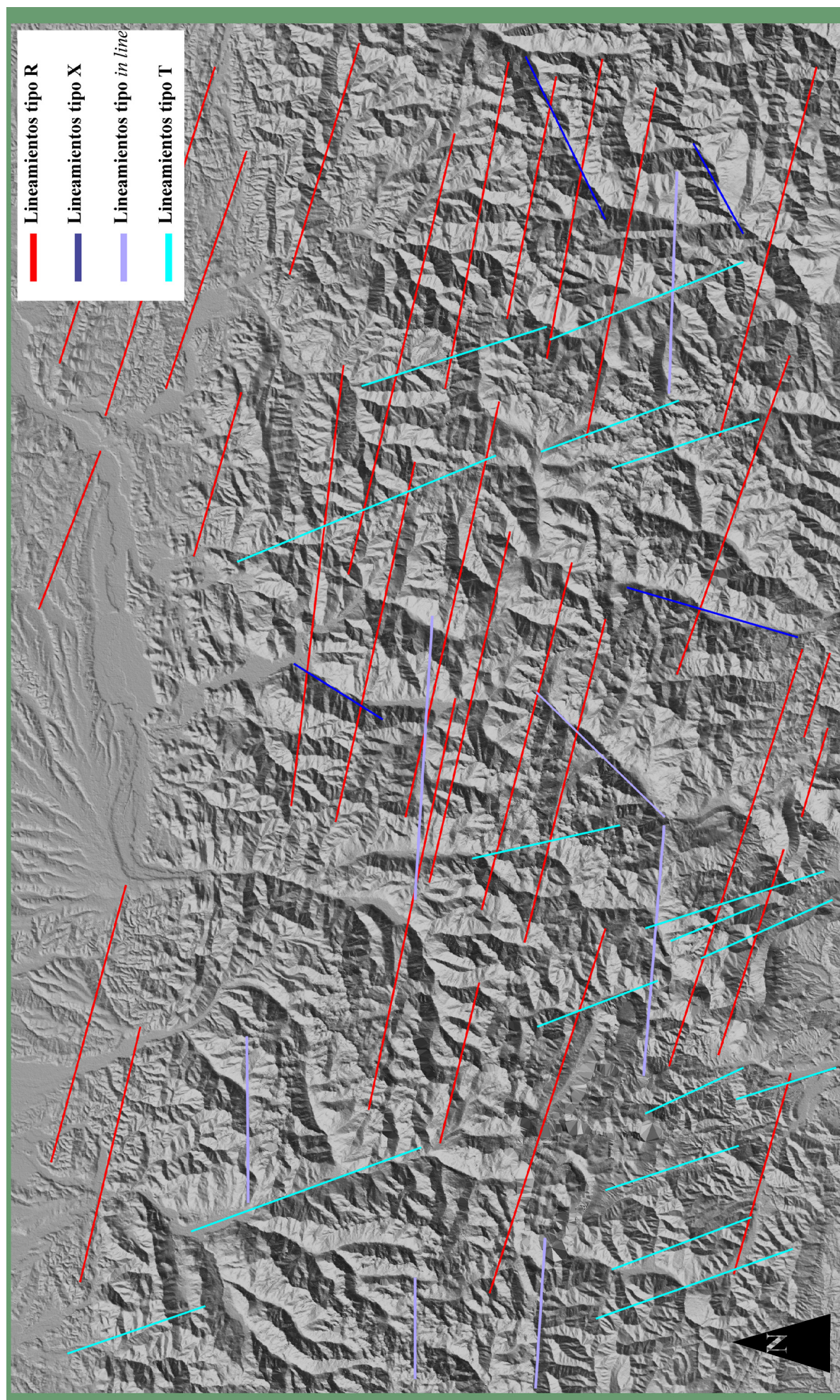


Figura 7.10 b: MDT con lineamientos interpretados de parte del núcleo Axial y del margen sur la cuenca de Aquitania. Posición en la figura 7.8.

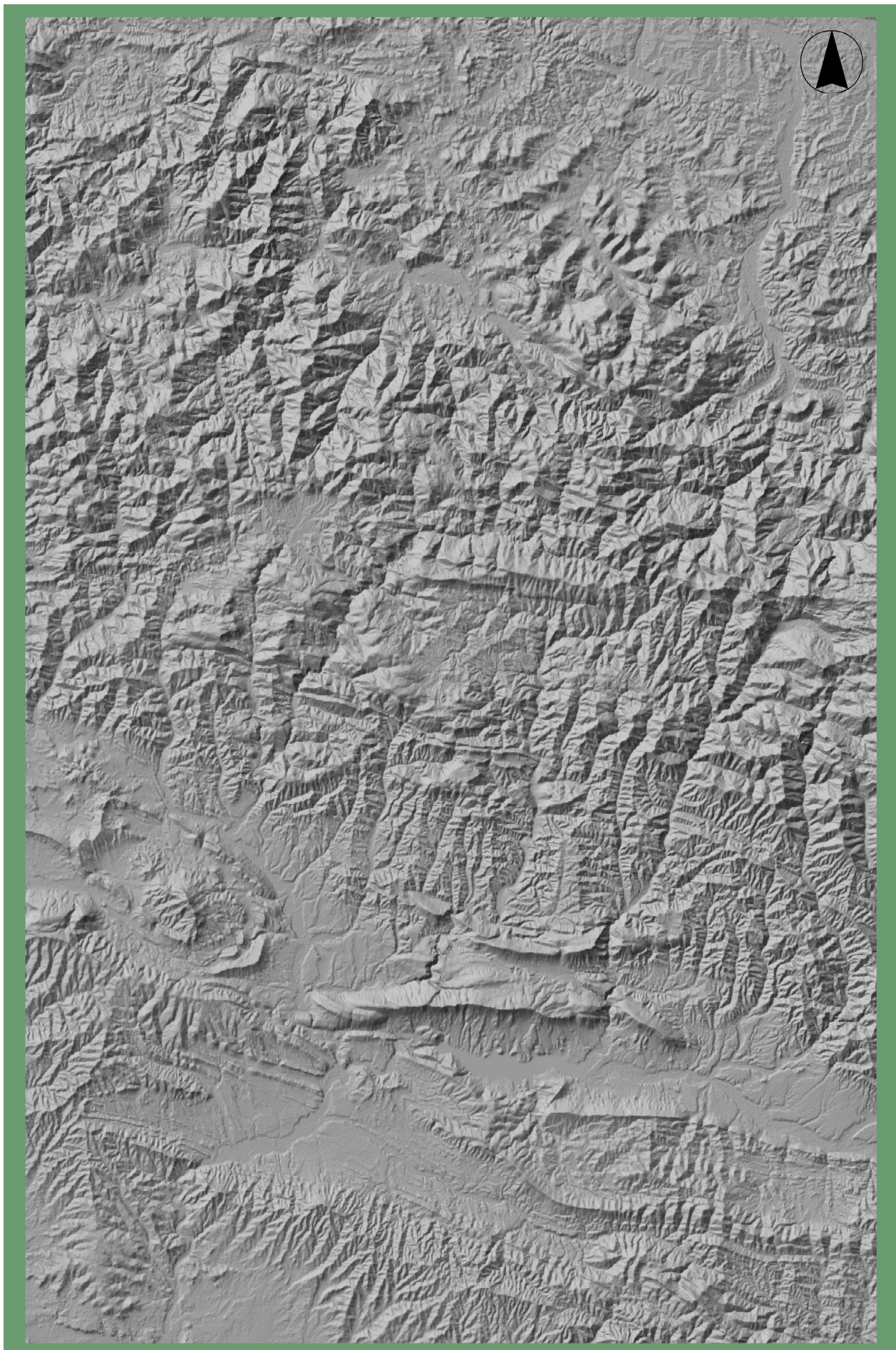


Figura 7.11a: Modelo de elevaciones sombreado del margen W del nucleo Axial, cuenca de Jaca y macizos vascos. Posición en la figura 7.8.

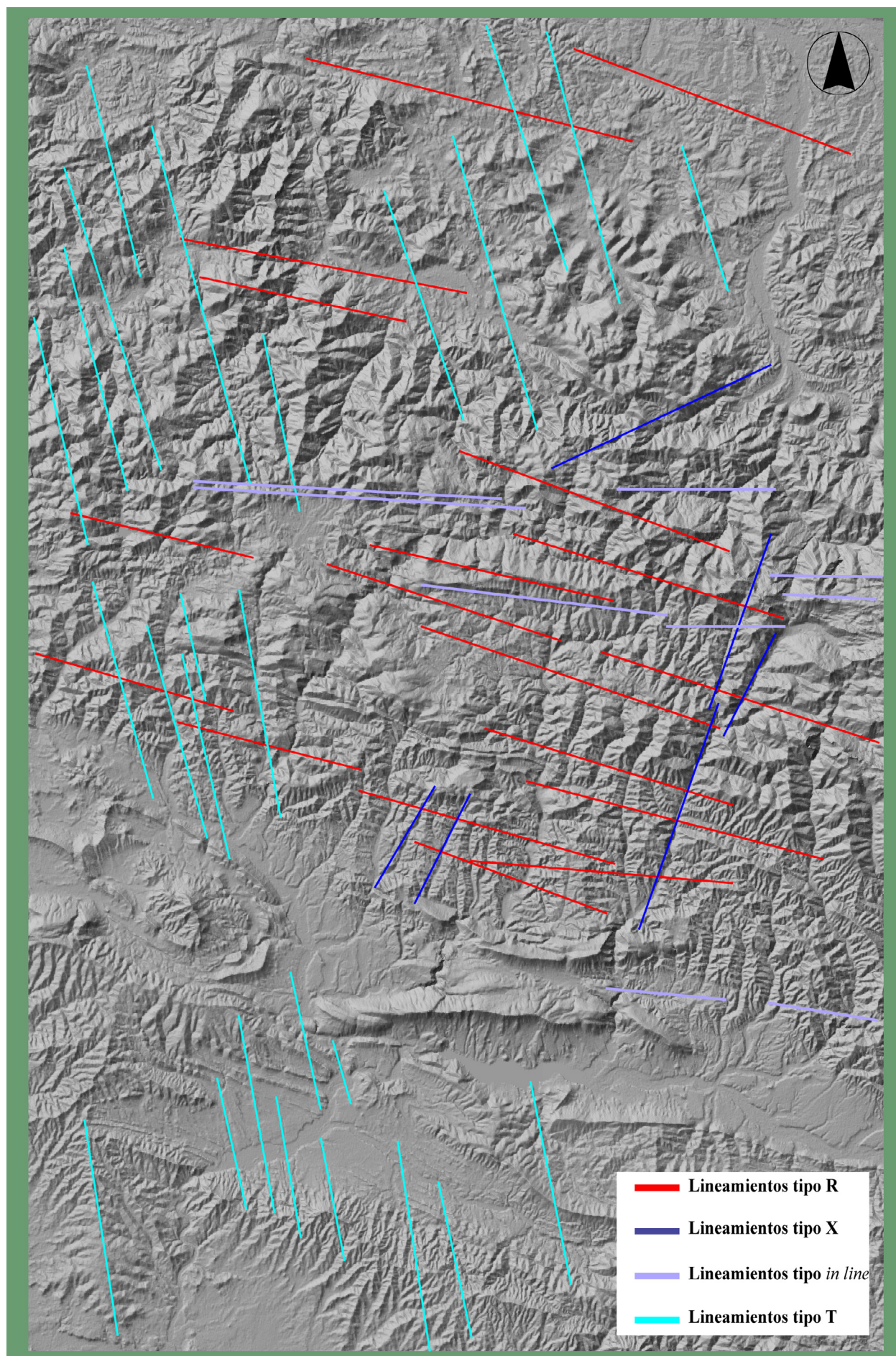


Figura 7.11b: Lineamientos interpretados sobre el modelo de elevaciones sombreado del margen W del núcleo Axial, cuenca de Jaca y macizos vascos. Posición en la figura 7.8.

7.3 Discusión de lo aportado por este capítulo

Se han cartografiado y evidenciado en los MDTs de Cataluña y Pirineos una serie de lineamientos estructurales que aparecen de manera profusa. Estos, por comparación con los datos obtenidos en el capítulo 4, y especialmente con el apartado 4.5, tienen direcciones y comportamientos similares a los descritos en la USC y por tanto se han atribuido a tipologías similares.

Se ha aportado un número significativo de datos y ejemplos de distintas áreas que permiten evaluar la deformación por transpresión dextral expresada en este cortejo de estructuras con salto predominante en dirección como un proceso regional, de escala cortical, y por tanto respondiendo a la cinemática de las placas Europea e Ibérica.

No se han encontrado los límites geográficos de propagación de esta deformación. Queda reflejada al menos desde latitud 41 N (final del MDT de Cataluña) hasta latitud 44.5 N (final hacia el N del modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) en dirección N-S y al menos desde longitud 4 E (Montaña Negra) hasta longitud 3 W (final del MDT regional de los Pirineos).

La fracturación asociada se ha distribuido de manera relativamente homogénea, interesando a la corteza de las dos placas continentales.

Todo ello permite deducir que para el conjunto Iberia-Europa existe un patrón de deformación de escala cortical que responde claramente a una convergencia oblicua.

Esto indica un desplazamiento relativo de Iberia con respecto a Europa hacia el W. El desplazamiento se realizaría sobre una PDZ que tendría dirección N85-90. Esta PDZ se encontraría o sería la zona situada entre la unidad de las Nogueras al sur y el extremo sur de la cuenca de Aquitania al norte para el E de la Península.

Las estructuras tipo R se han detectado en direcciones entre N 110 y N 135, posiblemente reflejando rotaciones horarias asociadas a la deformación por transpresión dominada por cizalla simple.

Las estructuras sinestrales tipo X son las que muestran rangos de direcciones más amplios, entre N 5 y N 65. Esto lo relacionamos con la componente rotacional intrínseca a estas estructuras (ver apartado 2.5.2.5).

El carácter rectilíneo y la fuerte expresión geomorfológica de las estructuras parece indicar que su evolución temporal es reciente y desde luego la última importante en el registro geológico. Esto permite contemplar la posibilidad de estudiar el registro neotectónico y sismotectónico en terminos de transpresión dextral dominada por cizalla simple.

Además este patrón definido de fracturación, que se resuelve en lineamientos relativamente discretos sobre ángulos concretos y con comportamiento fractal, ha de ser un condicionante de primer orden en el desarrollo geomorfológico actual del noroeste de la península Ibérica y sur de Francia.

Todo ello permite abordar un intento de datación de la deformación a partir de la información regional (capítulo 8). En la discusión se ampliará el estudio del marco geográfico de esta tipología de deformación al NW y centro-norte peninsular.

Esto se realizará con la intención de poder también ampliar y precisar el marco temporal de desarrollo de esta tipología de deformación que, aunque con un desarrollo temporal tardío, es difícil de precisar únicamente a partir de los datos disponibles para la USC y entorno.

CAPÍTULO 8. MARCO TEMPORAL DE LA DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA DEXTRAL DOMINADA POR CIZALLA SIMPLE A PARTIR DE DATOS EN EL ENTORNO DE LA USC

Una vez definida en parte la enorme extensión geográfica afectada por estructuras que responden a transpresión dominada por cizalla simple y por tanto el carácter regional de esta deformación, se procede a continuación a evaluar cual puede haber sido el lapso temporal en el cual ha funcionado esta tipología de deformación. Para esto se utilizarán únicamente datos en el entorno de la USC.

Como se ha comentado anteriormente, ciertas características del conjunto de estructuras que se desarrollan en este régimen de deformación indican que su al menos parte de su desarrollo temporal pudiera ser sub-actual. Las principales características que así lo indican son el carácter rectilíneo y la fuerte expresión geomorfológica así como el hecho de que cortan todas las estructuras y dominios previos.

Esto permite contemplar la posibilidad de estudiar el registro neotectónico y sismotectónico en términos de transpresión dextral dominada por cizalla simple. Con esto se pretende acotar cual es el límite temporal superior de actividad de esta tipología de deformación.

Sin embargo, como se comentará a continuación, el límite inferior de actividad de esta tipología de deformación no queda claro únicamente a partir de los datos relativos a la USC y alrededores. Por ello, en la discusión (capítulo 11) se profundizará en el estudio de este problema, con el fin de caracterizar más en detalle la duración y evolución temporal de esta tipología de deformación en el N y W de la Península. Esta aproximación regional permitirá expandir el registro temporal de actividad de esta tipología de deformación hasta el Oligoceno inferior.

8.1 Edad para el límite cronológico superior, Mioceno final-Actualidad

A continuación se compararán los datos, fundamentalmente geométricos, obtenidos a partir de los campos de estudio de la sismotectónica y de la neotectónica, con las direcciones y comportamientos de las estructuras tipo generadas por la deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple en el NW de la península Ibérica y cuenca de Aquitania.

Con esta comparación se pretende establecer el límite temporal más alto de actividad de esta tipología de deformación.

8.1.1. Terremotos actuales, Sismotectónica

El centro peninsular presenta una actividad sísmica baja y dispersa, lo cual no permite caracterizar dicha actividad con fiabilidad (De Vicente *et al.* 2004).

Los márgenes NW y NE de la península son más activos, pero tienen una tasa de deformación baja, con tiempos de retorno grandes incluso para los terremotos de intensidad moderada (Cloetingh *et al.*, 2004). Esto indica, según estos autores, que la distribución de la actividad sísmica instrumental por sí sola probablemente no representa bien las características de la deformación sísmica en periodos mayores (geológicos). Esto es compartido por algunos otros autores en trabajos que abarcan espacialmente áreas menores (Goula *et al.*, 1999).

En este apartado se pretende relacionar geométricamente la distribución cartográfica de epicentros, en zonas con abundancia de éstos, con la actividad de ciertas estructuras que en este trabajo se han atribuido a tipologías determinadas dentro de una deformación transpresiva dextral para el norte de Iberia.

Además de comparar la relación geométrica entre los lineamientos de epicentros y las direcciones estructurales principales, también se va a comparar su comportamiento estructural deducido de los datos sísmicos con el comportamiento deducido de los trabajos de campo, cartográficos, bibliográficos, etc.

En ningún caso se pretende hacer una síntesis exhaustiva de la sismicidad reciente del NW de la península Ibérica, sino la integración de algunos de los datos existentes de terremotos actuales dentro del modelo estructural que se está desarrollando en el presente trabajo.

Para hacerlo con un mínimo de detalle se utilizan dos trabajos de síntesis que presentan mapas de cartografías de epicentros y estudian su relación con las estructuras activas en cada zona. El mapa de localización de epicentros de Ruiz *et al.* (2006) para el conjunto de los Pirineos (construido con datos provenientes del OMP; intervalo temporal de epicentros representados de 1989-2001) y el mapa de síntesis de epicentros del Pirineo oriental de Goula *et al.* (1999), figuras 8.1 y 8.2 respectivamente.

En estas cartografías se considera que existe la suficiente acumulación de epicentros como para poder empezar a especular sobre la posible relación entre las estructuras propuestas en este trabajo y sus comportamientos estructurales con la actividad de las estructuras actuales, en estos dos sectores del NW peninsular.

8.1.1.1 A partir de cartografías generales de epicentros en los Pirineos

La cartografía de epicentros que se toma como base para esta interpretación es la de Ruiz *et al.* (2006). En esta se puede observar una serie de zonas de acumulación mayor de epicentros que a gran escala están alineados en dos direcciones principales, prácticamente E-W al sur de Pau y N 113 al SE de este lineamiento, ya en el denominado núcleo axial de los Pirineos (fig. 8.1). Ruiz *et al.* (2006) concluyen que existen todavía pocos datos sobre los mecanismos

focales de estas zonas de baja actividad sísmica como para interpretar el conjunto, pero atribuyen a la falla de Leiza (de dirección E-W), como continuación de la Falla Norpirenaica o Zona de Falla Norpirenaica, una acumulación de epicentros en profundidad. Esto permite a los autores caracterizar esta estructura como de ámbito cortical, hasta una profundidad de 30 km, y buzamiento alto hacia el N.

Según el modelo geométrico resultante de deformación dextral aquí propuesto estas directrices deberían corresponder a estructuras tipo *in line* y R respectivamente, con comportamientos a grandes rasgos transpresivos dextrales en ambos casos y con buzamientos altos de los planos de falla, interesando a toda la corteza.

En cualquier caso lo que se observa en el mapa general de Ruiz *et al.* (2006) es que las estructuras de dirección E-W y N 110 son activas a día de hoy y por tanto es factible correlacionar su actividad actual con la observada en campo.

Si esto es posible para las estructuras tipo R e *in line*, también lo es para el resto de estructuras asociadas en la elipse de deformación. Además los datos que se expondrán en el siguiente apartado sobre el comportamiento neotectónico de ciertas estructuras permite vincular de manera evidente los mecanismos focales calculados con la actividad neotectónica, que en general es coherente en cuanto a comportamiento con las estructuras desarrolladas en traspresión dextral y cartografiadas en la USC.

8.1.1.2 A partir de mecanismos focales y cartografías de epicentros en el Pirineo Oriental

Hacia el E, en la zona oriental de los Pirineos, los trabajos de Goula *et al.* (1999), aunque no definitivos según los autores por la falta de número suficiente de datos, son más clarificadores. Estos autores no pueden definirse con sus datos entre un régimen compresivo N-S o uno direccional NW-SE, ya que les aparecen según los mecanismos focales y a grandes rasgos dos familias distintas.

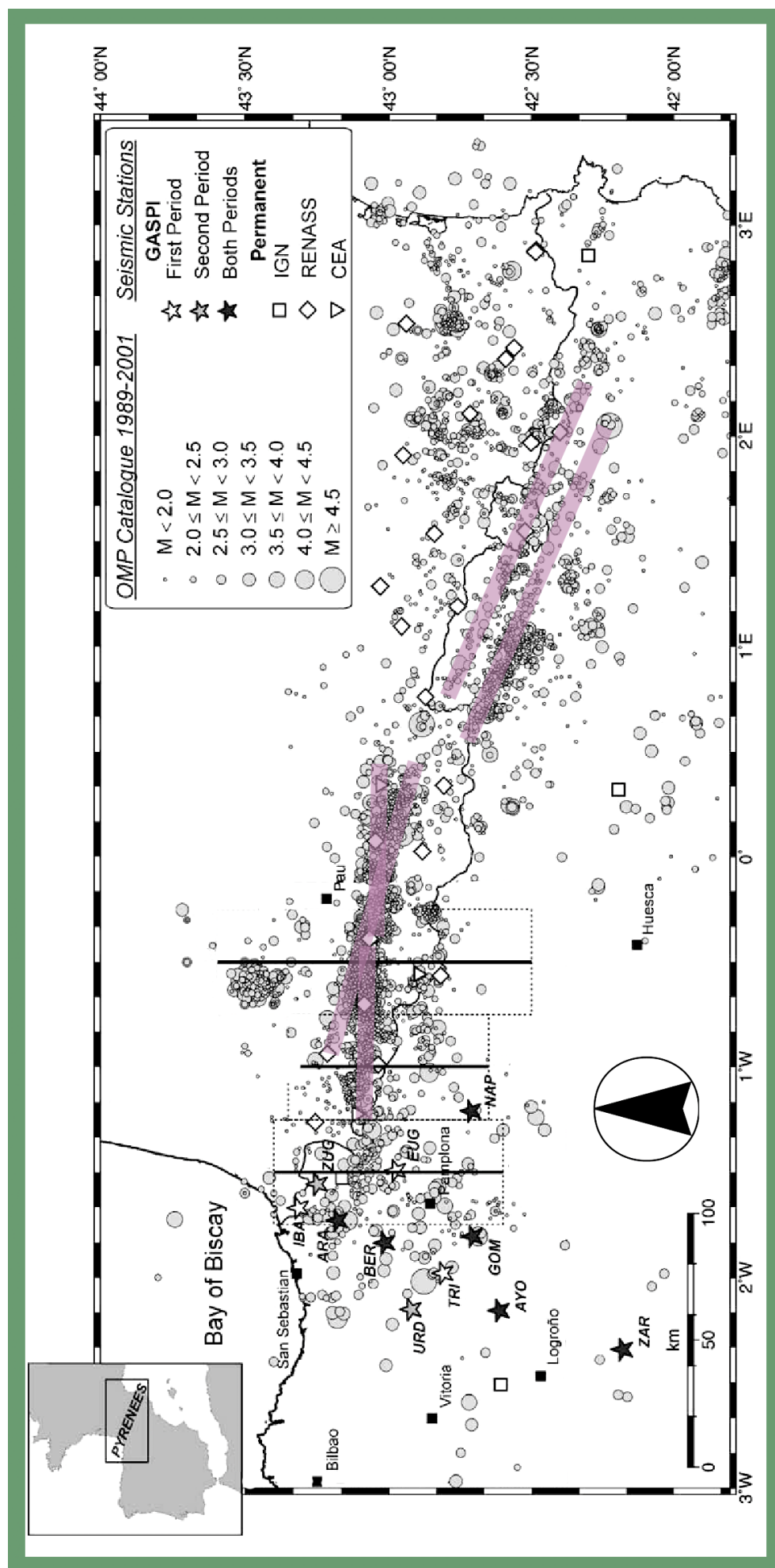


Figura 8.1: Modificado de Ruíz *et al.*, 2006. Cartografía de epicentros en los Pirineos y cartografía de la orientación principal de las distintas acumulaciones de epicentros.

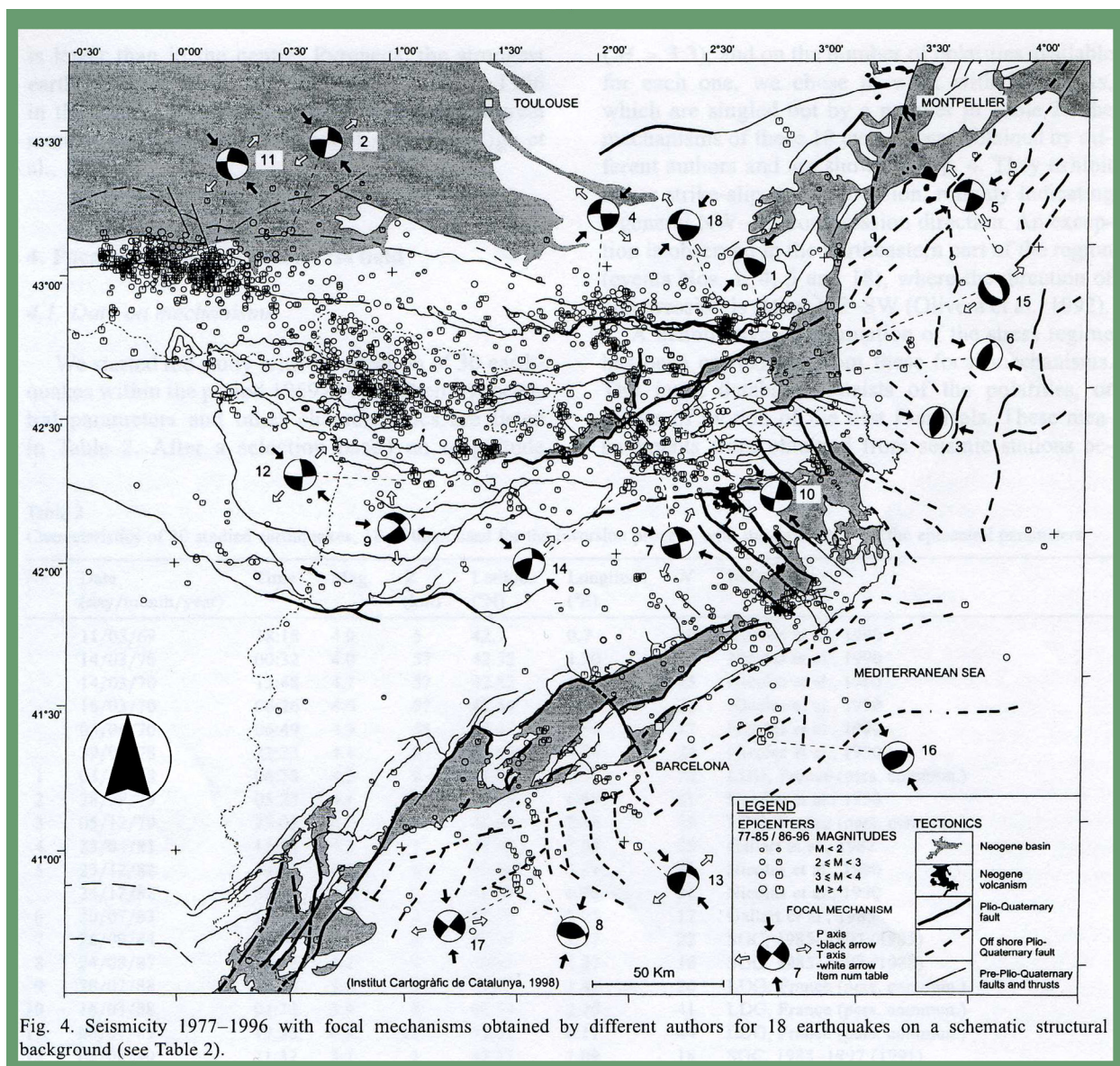


Fig. 4. Seismicity 1977–1996 with focal mechanisms obtained by different authors for 18 earthquakes on a schematic structural background (see Table 2).

Figura 8.2: Mapa de epicentros y mecanismos focales calculados de Goula *et al.*, 1999.

La más abundante corresponde a mecanismos focales con el eje de compresión de dirección aproximada NW-SE y la otra con dirección del eje SE-NW (fig. 8.2).

Si se toman únicamente los mecanismos de la zona *onshore*, en total 13 de los 18 mecanismos focales representados, podría explicarse su distribución mediante partición de la deformación en un régimen transpresivo dextral.

Los mecanismos focales con orientación del eje P en dirección NW-SE estarían relacionados con las estructuras dextrales con componente inversa tipo R o *in line* y los de dirección del eje P NE-SW estarían relacionados con las estructuras sinistralas con componente normal tipo X asociadas a la falla del Tet, Cerdanya y Montsec, que más adelante se

propondrá como banda de deformación tipo X (apartado 9.1). Esto explicaría la confluencia en una zona relativamente pequeña de compresión y extensión simultánea en direcciones distintas.

8.1.1.3 Comentarios a la distribución y comportamiento de epicentros

Los lineamientos de epicentros en los distintos mapas coincide con la traza en superficie de estructuras cartografiadas. En algunas se confirman los caracteres geométricos y cinemáticos observados en campo y tomados de las diversas bibliografías.

Existen parámetros provenientes de los cálculos de los comportamientos de terremotos actuales que a grandes

Table 1
Microtectonic study sites description

No	NAME / NEOGENE CONTEXT	GEOLOGICAL LEVEL AFFECTED	TYPE OF DEFORMATION	E	V	MICROTECTONIC DATA - STRIAE -	STRESS TENSOR	COMMENTS
1	NAS CERDANYA	Contact between paleozoic substratum and mio-pliocene conglomerates. Microtectonics measurements in the Pliocene levels	Major miocene E-W normal fault on the southern rim of the Cerdanya half graben reactivated as a reverse fault during the plio-quaternary compressive episode.	N	N			Compressional regime $\sigma_1 = 171.4 / 12.0$ $\sigma_2 = 277.3 / 52.2$ $\sigma_3 = 72.7 / 35.2$ $r = 0.45$ $n = 12$
2	MARTINET CERDANYA	Contact between the würmian terrace of the Segre river and Paleozoic units	Thrusting of paleozoic (silurian) gneisses over the quaternary conglomerates. The major plane is trending WNW-ESE, underlined by clay and gouge. The pebbles, along the fault plane are truncated and striated	N	N			Strike slip regime $\sigma_1 = 39.1 / 17.5$ $\sigma_2 = 189.7 / 70.1$ $\sigma_3 = 306.2 / 9.2$ $r = 0.08$ $n = 15$
3	ESTAVAR CERDANYA	Contact between continental miocene clay and sand and würmian alluvial deposits (sand, gravels and conglomerates)	Reverse NW-SE faults between miocene levels and the würmian Rio Segre terrace	N	N			Compressional regime $\sigma_1 = 30.0 / 4.7$ $\sigma_2 = 120.2 / 1.9$ $\sigma_3 = 233.3 / 85.2$ $r = 0.54$ Offset > 2m $n = 19$
4	PALAU CERDANYA	Contact between paleozoic shales and late Pleistocene alluvial terrace	Normal faults trending NNE and NNW	N	N			Only two planes were measured Offset < 5m $n = 2$
5	ILLE SUR TET ROUSSILLON	Pliocene continental facies: loams, gravels and clays	Sinistral reverse faulting on a segment of the Têt fault trending NE	N	N			Only two sinistral reverse faults were measured. They correspond to the superficial expression of the major NE-SW Têt fault. Vertical offset close to 1m $n = 2$
6	NEFIACH ROUSSILLON	Pliocene deltaic facies. Sand, gravels and pebbles typical of the marine-continental transition zone	Sinistral strike-slip fault trending NNE, parallel to the Têt fault	N	N			Strike-slip regime $\sigma_1 = 015.0 / 5.0$ $\sigma_2 = 165.8 / 84.3$ $\sigma_3 = 284.8 / 2.8$ $r = 0.64$ $n = 6$
7	CARAMANY AGLY MASSIF	Quaternary colluvium, silts and conglomerate	Quaternary reverse fault in the Agly massif between colluvium and paleozoic gneiss	N	N			Only one plane was measured Offset > 10 m $n = 1$
8	TROUILLAS ROUSSILLON	Lacustrine upper Pliocene: limestones, clay and sands	Normal NNE faults which affect the upper Pliocene levels inside the Roussillon basin	N	N			Two major submeridian normal faults in the middle of the Roussillon neogene basin Offset > 70m $n = 2$
9	MONTESQUIEU ROUSSILLON	Continental miocene clay and pebbles	Reverse E-W fault between paleozoic shales and miocene levels	N	N			Uniaxial compression $\sigma_1 = 184.7 / 0.1$ $\sigma_2 = 94.7 / 0.5$ $\sigma_3 = 285.9 / 89.5$ $r = 0.01$ $n = 8$
10	MAUREILLAS ROUSSILLON	Continental upper Miocene conglomerate	Strike-slip faults trending NNE	N	N			Three strike-slip planes were measured along a major NE-SW structure which offsets (sinistral component) for more than 1 km the southern border of the Roussillon basin $n = 3$
11	MONTGO EMPORDA	Post-miocene conglomerates located on mesozoic calcareous cover	Post-Miocene E-W strike slip fault on the northern margin of Montgri allochthonous mesozoic cover unit	N	Y M			Uniaxial compression $\sigma_1 = 334.0 / 6.7$ $\sigma_2 = 252.8 / 9.5$ $\sigma_3 = 108.6 / 78.4$ $r = 0.07$ $n = 5$
12	INCARCAL EMPORDA	Plio-Quaternary lacustrine serie. Calcareous sands and muds with high vertebral fauna contents	Major dextral strike-slip faults trending NNW. They are associated with minor submeridian normal faults, E-W flexures and sediment filling karstic dolines in the major Albanya fault context. Tensor solution was obtained with strike-slip faults only	Y E	N			Uniaxial compression $\sigma_1 = 172.7 / 9.7$ $\sigma_2 = 283.9 / 64.7$ $\sigma_3 = 78.5 / 23.1$ $r = 0.00$ Minor hydroplastic normal faults seems to be due to local collapse effects $n = 11$

Figura 8.3: Localidades microestructurales 1-12 en el E de los Pirineos y datos obtenidos, tomado de Goula *et al.*, 1999.

Table 1 (continued)

No	NAME / NEOGENE CONTEXT	GEOLOGICAL LEVEL AFFECTED	TYPE OF DEFORMATION	E	V	MICROTECTONIC DATA -STRIAE-	STRESS TENSOR	COMMENTS
13	CRESPIA EMPORDA	Pliocene alluvial facies of conglomerates, sands and clays	Normal fault on a segment of the Albanyà fault system trending NW-SE	Y	N			Extensional regime $\sigma_1 = 297.4 / 84.5$ $\sigma_2 = 180.2 / 2.5$ $\sigma_3 = 90.0 / 4.9$ $r = 0.54$ Offset > 2m $n = 13$
14	RAJOLINS EMPORDA	Plio-Quaternary alluvial facies of conglomerates, sands and clays with volcanic pebbles	Dextral reverse NW-NE faults	Y	Q			Compressional regime $\sigma_1 = 248.3 / 12.6$ $\sigma_2 = 180.2 / 10.4$ $\sigma_3 = 187.4 / 73.6$ $r = 0.56$ $n = 7$
15	TORTELLA EMPORDA	Late Quaternary alluvial facies of gravels and clays	Reverse NNE - SSW faults	Y	Q			The two available microtectonics data are pure reverse faults. On the same site, the plio-Quaternary serie is folded. Offset > 1m $n = 2$
16	CAMOS EMPORDA	Plio-Quaternary alluvial facies of gravels and clays	NW-SE Camós-Celrà normal fault and roll-over structures	Y	N			WNW-ESE extensional regime $n = 5$
17	SERINYA EMPORDA	Quaternary terrace of the Sert river, gravels, sands and clay	Quaternary terrace affected by normal faults in the E-W Vallfogona thrust context. These normal faults are located in a quarry a hundred meters north of quaternary anticline affected by a major reverse fault (095 S 65)	Y	N			Extensional radial regime $\sigma_1 = 179.1 / 79.6$ $\sigma_2 = 270.4 / 0.2$ $\sigma_3 = 0.4 / 10.4$ $r = 0.02$ $n = 14$
18	CAIXANS EMPORDA	Pliocene alluvial facies of gravels and clays	Normal faults on a segment of the Albanyà fault trending NW-SE	Y	N			Extensional regime $\sigma_1 = 241.5 / 63.9$ $\sigma_2 = 131.3 / 9.6$ $\sigma_3 = 37.0 / 24.0$ $r = 0.52$ Cumulated offset > 100m $n = 6$
19	CALLUS EBRO	Quaternary terrace of Cardener river	NE-SW reverse faults affecting a quaternary terrace on the Callús gypsum anticline	Y	Q			Compressional regime $\sigma_1 = 292.0 / 10.6$ $\sigma_2 = 200.3 / 9.2$ $\sigma_3 = 70.8 / 75.7$ $r = 0.69$ Offset > 1m $n = 9$
20	AGER EBRO BASIN/ ALLOCTHONOUS COVER	Plio-Quaternary alluvial fan	Quaternary terrace affected by an E-W reverse fault in the northern flank of the Balaguer gypsum anticline	Y	Q			Compressional regime $\sigma_1 = 174.7 / 2.8$ $\sigma_2 = 83.0 / 32.3$ $\sigma_3 = 269.2 / 57.6$ $r = 0.52$ Offset > 1m $n = 9$
21	CANELLES ALLOCTHONOUS COVER	Quaternary terrace of Noguera Ribagorçana river	NW-SE reverse fault affecting a quaternary terrace in the northern flank of the Canelles triassic diapir	Y	N			Compressional radial regime $\sigma_1 = 237.1 / 12.2$ $\sigma_2 = 327.5 / 1.9$ $\sigma_3 = 66.1 / 77.6$ $r = 0.89$ Offset > 10m $n = 19$
22	CASTELLBISBAL BAIX LLOBREGAT	Plio-Quaternary clays and sands series	NW-SE reverse faults, meridian normal faults and flexures affecting plio-quaternary sediments	N	N			NE-SW qualitative compressional regime. No striae available. These observations were made along the major Llobregat NW-SE strike slip fault $n = 8$
23	MONTREDO BAIX EBRE	Quaternary terrace of Ebro river	Meridian normal faults affecting a quaternary terrace	N	N			WSW-ESE extensional regime from Julià and Santanach (1980) and Masana (1995) No striae $n = 5$

Figura 8.3 continuación: Localidades microestructurales 13-23 en el E de los Pirineos y datos obtenidos, tomado de Goula *et al.*, 1999.

rasgos se pueden justificar mediante deformación por transpresión dextral generalizada para el NW de Iberia.

Una deformación transpresiva dextral dominada por cizalla simple activa en la actualidad explicaría la poca homogeneidad del registro sísmico del NW de Iberia, al tener un comportamiento muy complejo, desarrollar diferentes tipologías de estructuras sin simultáneamente y con una fuerte componente de partición de la deformación.

Como se comentará a continuación, el registro neotectónico del norte de Iberia coincide, a grandes rasgos, con el sísmotectónico.

8.1.2 Neotectónica

Ahora se van a poner una serie de ejemplos de estructuras coherentes con las cartografiadas en la USC y de actividad reciente. De nuevo no se pretende más que ejemplificar esta situación y decir que es posible entender el comportamiento neotectónico del norte de la península dentro del marco propuesto.

Goula *et al.* (1999) estudian una serie de estructuras en campo, consideradas como de actividad reciente y por tanto dentro del campo de la neotectónica.

8.2 Límite cronológico inferior

El límite cronológico inferior queda poco detallado únicamente a partir de los datos obtenidos en la USC y alrededores. A partir de las relaciones de cruce entre las estructuras relacionadas con el emplazamiento y deformación interna en la USC y el conjunto de fallas con saltos dominantes en dirección se puede establecer una evolución temporal relativa.

Así, las fallas generadas por deformación transpresiva dominada por cizalla simple cortan las estructuras relacionadas con el emplazamiento de la USC (capítulo 4).

Este emplazamiento y posterior deformación interna está bastante bien ajustado, en cuanto al intervalo temporal

ca. El área de trabajo es el Pirineo centro-oriental. Su objetivo era comparar las estructuras recientes con los mecanismos focales de terremotos para deducir el régimen de esfuerzos actuales y recientes. En este trabajo se exponen los datos microtectónicos de 23 lugares, algunos de ellos datados con fauna de vertebrados y otros por correlación, el resultado se puede ver en las figs 8.3 y 8.3 cont. y su localización geográfica en la fig. 8.4. El conjunto de estructuras se ha desarrollado durante el Plio-Cuaternario (Goula *et al.*, 1999).

De las 23 localidades de trabajo microestructural, 16 de ellas se pueden explicar claramente en términos de deformación por transpresión dextral sobre una PDZ de dirección N85-90, con direcciones y comportamiento de fallas similares a los descritos en la USC, ver capítulo 4.

Se pueden atribuir a estructuras tipo R los resultados de las estaciones 2, 3, 12, 13, 19, 20, 21 y 22.

Se pueden atribuir a estructuras tipo X los resultados de las estaciones 4, 5, 6, 8 y 10.

Se pueden atribuir a estructuras tipo *in line* los resultados de las estaciones 9 y 11.

Se puede atribuir a una estructura de tipo T el resultado de la estación 23.

se refiere, en una serie de trabajos que coinciden en situar el final del emplazamiento hacia la mitad del Oligoceno inferior (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988).

Según esos mismos autores, la deformación interna en la USC dura al menos hasta el Aquitaniense. En algún momento después de esta deformación interna es cuando ha de comenzar a funcionar la deformación transpresiva dominada por cizalla simple.

Estas dataciones, tanto las correlaciones de campo como los trabajos paleomagnéticos, están fundamentadas en bioestratigrafía de vertebrados continentales.

Como se ha comentado en los apartados anteriores, tanto las estructuras neotectónicas recientes (Plio-Pleistoceno) como la sismicidad actual son fácilmente explicables en el contexto de deformación por transpresión dextral, con lo que el límite cronológico más reciente de esta deformación sería hoy.

El intervalo de tiempo entre el Aquitaniense y el Plio-Pleistoceno representa un tiempo absoluto aproximado de prácticamente 15 m.a. Este amplio lapso se cubrirá con datos obtenidos del con-

texto general del N peninsular en el capítulo 11, permitiendo incluso especular sobre la posible evolución temporal de las diferentes tipologías de estructuras asociadas en la elipse de deformación horizontal.

Por otro lado, en adelante se van a hacer una serie de interpretaciones estructurales dentro del modelo geométrico propuesto y con el marco temporal y espacial observado. Éstas tienen que cumplir de manera estricta los límites temporales aquí propuestos.

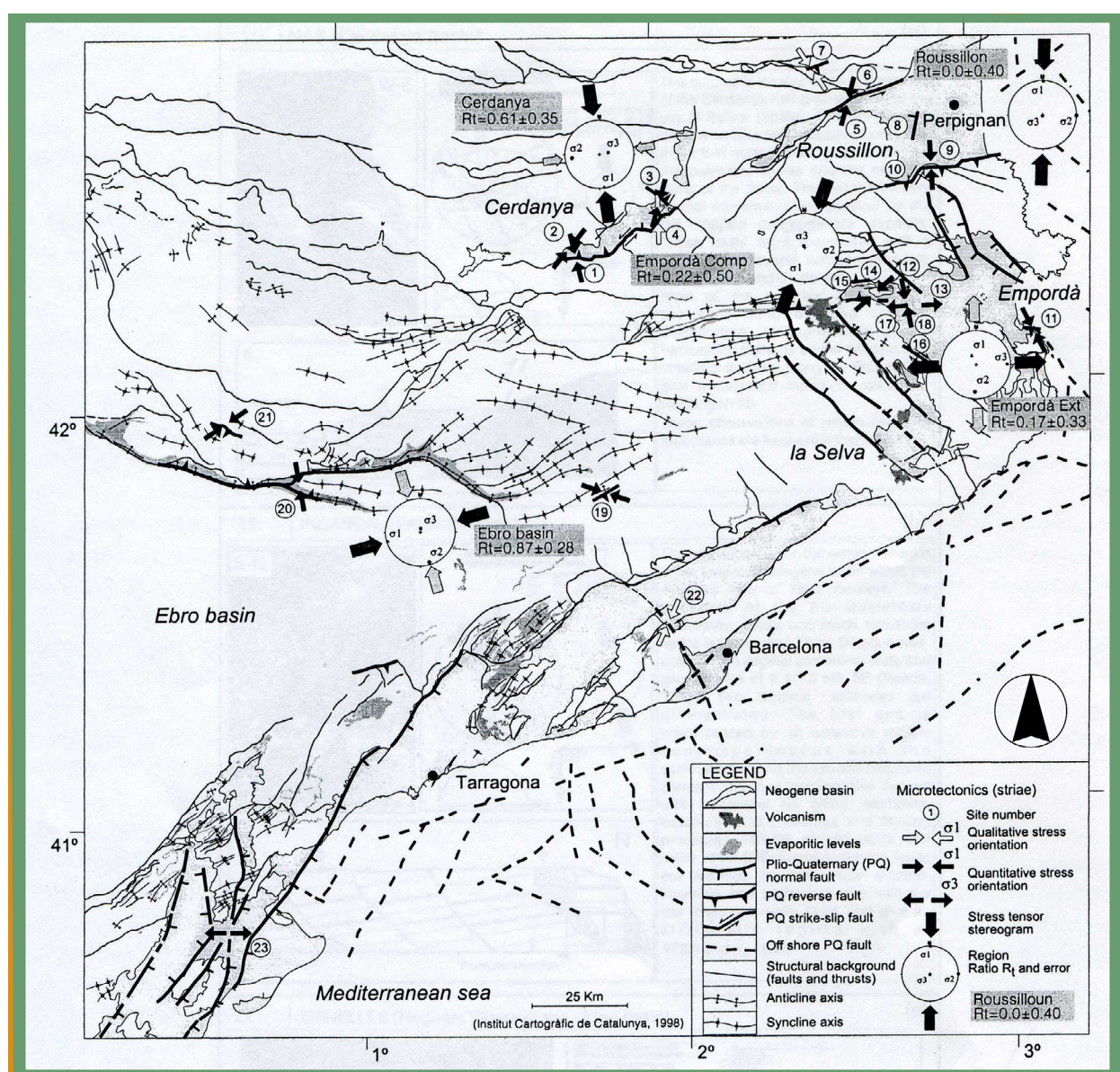


Figura 8.4: Posición de las localidades microestructurales, tomado de Goula *et al.*, 1999.

CAPÍTULO 9. IMPLICACIONES DE LA DEFORMACIÓN POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL. REINTERPRETACIÓN DE ESTRUCTURAS EN EL ENTORNO DE LA USC

A partir de las cartografías estructurales y de los conceptos desarrollados para la USC sobre deformación por transpresión dextral, realizaremos a continuación una serie de interpretaciones estructurales que, junto con una nueva datación por micromamíferos en el antepaís del Ebro, permitirán desarrollar algunas de las características del marco estructural general en la USC desde el Oligoceno inferior hasta la actualidad.

Dividimos este capítulo en dos áreas temáticas, una referida a la deformación frágil y otra referida a la deformación dúctil. En el primer caso, reinterpretemos la génesis de las cuencas de Cerdaña, Conflent y Seu de Urgell

dentro de una banda de deformación regional de tipo X (apartado 9.1) y realizamos la retrodeformación cartográfica de las megaestructuras de Boixols y Oliana afectadas por la deformación transpresiva dextral dominada por cizalla simple (apartado 9.2). En el segundo caso se estudia en detalle la evolución temporal y significado de los pliegues oblicuos de la USC y del antepaís del Ebro a partir de nuevas dataciones, correlaciones y cartografía, lo que lleva a reinterpretar el funcionamiento de la rampa de Oliana como rampa frontal de la USC, al menos desde el Oligoceno inferior reciente (apartado 9.3). En el apartado 9.4 se explorarán las posibles implicaciones de esta reinterpretación.

9.1. Banda de deformación tipo X del Tet-Montsec

A partir del estudio del modelo de elevaciones sombreado para la USC (cap. 3), se comentó la existencia en la parte E de la USC de una acumulación notable de fallas de carácter sinistral con orientación NE-SW y con componente extensional, contrastadas con datos de campo y atribuidas en este trabajo a tipología X según los modelos teóricos de deformación por cizalla simple.

La propuesta estructural que se presenta ahora consiste en la reinterpretación de un conjunto de estructuras tardías de dirección NE-SW con componente normal, que se desarrollan con posterioridad al inicio de la deformación por transpresión dextral en el N de Iberia. En la zona Axial de los Pirineos, estas estructuras generan una serie de cuencas con rellenos cenozoicos que permiten definir su comportamiento y datar su actividad.

Estas estructuras de salto relativamente modesto y planos de falla verticales cortan todos los dominios estructurales previos y han de interesar a la totalidad de la corteza, siendo activas en esta parte de la Península desde al menos el Vallesense hasta la actualidad. Según

los datos que aquí se presentan, la banda de deformación tiene una longitud superior a los 200 km y un ancho cartográfico perpendicular a la dirección superior a los 20 km.

Para sostener esta propuesta, empezamos por realizar una síntesis de los principales datos existentes sobre la denominada falla del Tet y sobre la génesis de una serie de cuencas relacionadas intrínsecamente con el funcionamiento de dicho conjunto de fallas (las mejor estudiadas son las de Conflent y Cerdanya; fig. 9.1). Los datos de las diversas fuentes en la literatura se van a comparar con los datos cartográficos, teledetectivos y de campo aportados en este trabajo.

Regionalmente, los datos previos sobre el funcionamiento de estas estructuras son contradictorios, ya que este mismo conjunto de estructuras, para los mismos intervalos temporales, es interpretado como sinistral con componente normal para explicar la génesis de la cuenca de Conflent (ej. Goula *et al.*, 1999, 19 (fig. 9.2) y como dextral para las cuencas de la Cerdaña y Seu de Urgell (ej. Cabrera *et al.*, 1988). Veremos aquí

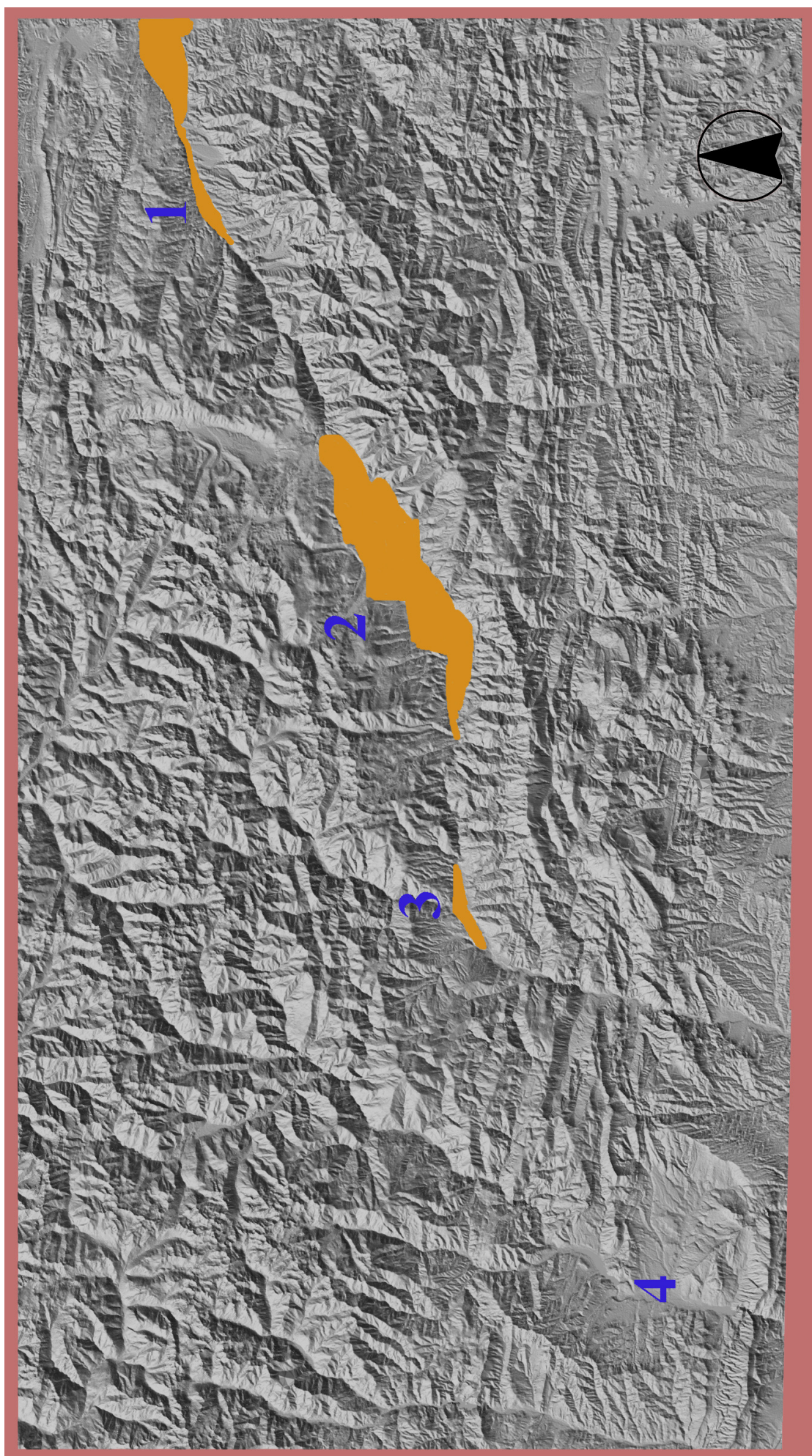


Figura 9.1: Posición sobre el modelo de elevaciones sombreado del SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*, ver apartado 3.3) de 1) Cuenca de Conflent 2) Cuenca de la Cerdaña 3) Cuenca de Seu de Urgell y 4) USC.

que todas ellas responden más probablemente a un comportamiento sinistral con componente normal, y que por tanto encajan en el modelo de deformación transpresiva dextral dominada por cizalla simple que proponemos para la región en este trabajo como una banda de deformación de tipo X.

9.1.1. Datos aportados en este trabajo. Banda de deformación de tipología X del Tet-Montsec

A partir de la aplicación del método de RV sobre un MDT se ha comprobado la existencia de abundantes lineamientos con orientaciones entre N 25 y N 40 en la USC, en las Nogueras y en parte del núcleo axial de los Pirineos (fig. 4.53). Asimismo, en el estudio del MDT regional del núcleo axial se han podido identificar lineamientos claros de direcciones N 65 (figs. 7.3 y 7.9).

A partir de los trabajos de campo presentados, estas lineamientos se han validado como fallas rectilíneas a escala de afloramiento, sinestrales, con clara componente extensional. Temporalmente, su funcionamiento comienza de manera posterior a los lineamientos N 110, lo que se muestra por ejemplo en el estudio de los afloramientos del flanco norte del Montsec en Terradets. Se encuentran distribuidos por prácticamente toda la zona entre los pueblos de Abella y Coll de Nargó y en toda la zona E del flanco N del Montsec (ver capítulo 4).

En las cartografías geológicas existentes se pueden observar de manera evidente estructuras que son atribuibles a este conjunto. Por un lado tanto las cartografías 1:25.000 del ICC que cubren el Montsec desde el pueblo de Moror hasta Comiols al E (Sant Salvador de Toló, nº 290-2-2; Llimiana, nº 290-1-2; Figuerola de Meia, nº 328-1-1), como los mapas 50.000 de la serie Magna, tienen cartografiadas una serie de fallas, fundamentalmente extensionales, de dirección media aproximada N 45 y patrón cartográfico que recuerda un ligero anastomosamiento (MAGNAS nº 289 de Benabarre, 290 de Isona y 291 de Oliana, 327 de Os de Balaguer y 328 de Artesa de Segre).

Por otro lado, sobre la estructura de Boixols y la de Santa Fe, algunas de estas fallas con las mismas características habituales ya están cartografiadas como sinestrales, mientras que otras lo están como extensionales (MAGNA Organyà, nº 253).

Todo ello apunta a la existencia de una banda de deformación de tipo X, sinistral y con componente normal en la zona E de la USC. Esta tendría orientación general N 65, con fallas discretas en direcciones desde N25 a N65. Esta importante variación en las direcciones de las estructuras que lo componen se debe a la componente rotacional antihoraria de la deformación por transpresión asociada a las estructuras tipo X (ver apartado 2.5.2.5) y a que, como se verá más adelante, las estructuras de dirección N 25-40 son fallas tipo R de las de dirección N 65. Los buzamientos de los planos de falla son prácticamente verticales, con morfología en planta probablemente anastomosada y saltos modestos.

Temporalmente se desarrolla con posterioridad al comienzo de la actividad de las estructuras de tipología R, R2 e *in line* (ver apartado 4.3.2.2).

Espacialmente abarca al menos desde el SW del domo de Sant Mamet hasta el N del sinclinal de Santa Fe (más de 50 km) y desde mitad de camino entre los ríos Noguera Ribagorzana y Noguera Pallaresa hasta el E de Comiols.

La proyección hacia el NE en dirección N 65 de este carril de deformación pasa directamente por las cuencas de Seu de Urgell, Cerdanya y Conflent.

9.1.2. Cuenca de Conflent y comportamiento de la falla del Tet

Según Delcaillau *et al.* (2004) la cuenca de Conflent se desarrolla sobre un conjunto de fallas mayores que tienen un fuerte reflejo en la topografía actual (fallas del Tet, Tech y de Capcir) y de dirección NE-SW (fig. 9.3). El relleno de esta cuenca es fundamentalmente Plio-Cuaternario. Según este autor la falla del Tet se organiza en dos sectores principales, el sur, que pone en contacto el macizo de

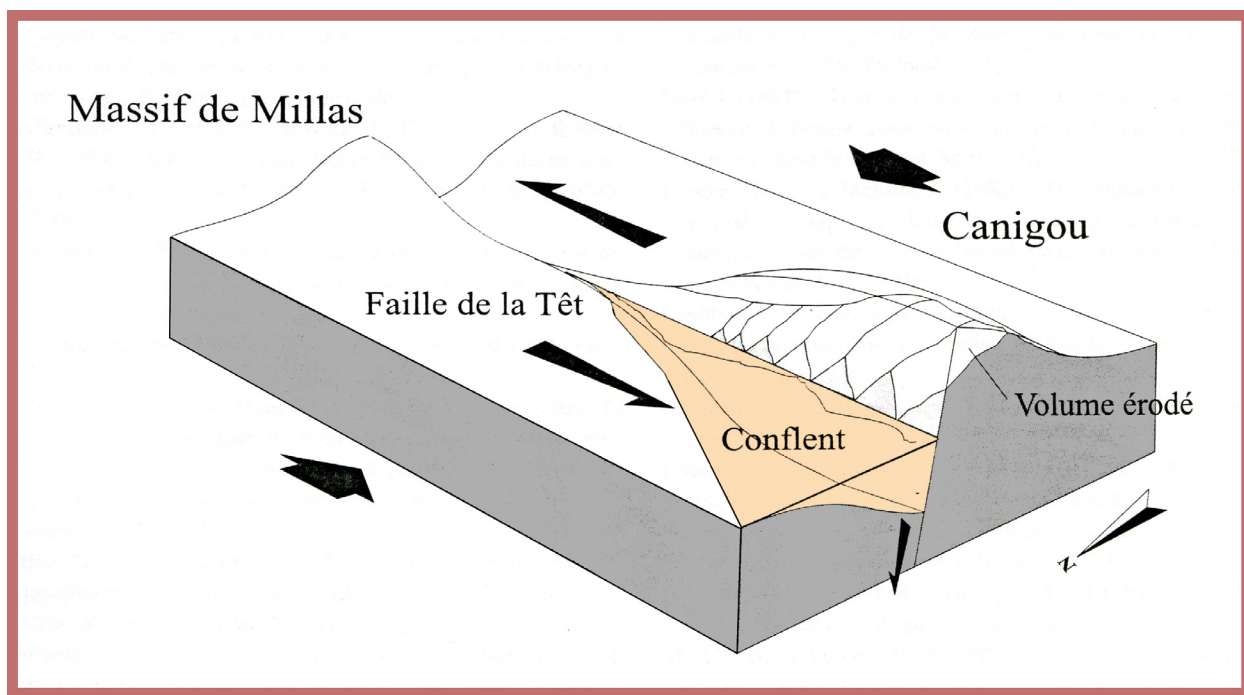


Figura 9.2: Bloque diagrama de la Cuenca de Conflent (en naranja) sobre la falla del Tet, sinistral con componente normal, modificado de Carozza y Delcaillau (2000).

Canigou con los sedimentos neógenos de la cuenca de Conflent y el norte, delimitado entre estos mismos sedimentos y el macizo granítico de Millas (fig. 9.2).

El segmento sur tiene una dirección N 60 y buzamiento subvertical al norte y es un accidente mayor, regional, que interesa a la totalidad de la corteza con una longitud cartográfica superior a los 80 km. Su movimiento es fundamentalmente neógeno (Delcaillau *et al.*, 2004). El segmento norte se organiza en una sucesión de segmentos con fuerte expresión geomorfológica y con direcciones entre N 80 y N 50.

Este accidente de más de 30 km de longitud pone en contacto los materiales del ciclo Hercínico del macizo de Millás con los sedimentos Mio-Plio-Cuaternarios de las cuencas de Prades, D'Ille-sur-Tet y del Rosellón. A partir del estudio de los sedimentos Plio-Cuaternarios y de la morfología del escarpe de falla se han propuesto movimientos verticales mínimos desde el Plioceno de 180 metros en el oeste y 50 hacia el este (Carozza, 1998). Los desniveles actuales de los escarpes de falla son muy superiores a esos valores (Carozza y Baize, 2004).

Las fallas de la Tet y Tech habrían funcionado como fallas normales durante el Oligoceno-Aquitaniense, asociadas a

la extensión del Golfo de Lyon. Concretamente el funcionamiento extensional empezaría en el Oligoceno Inferior (Maurel *et al.*, 2002).

Durante el Plioceno inferior estas estructuras ya muestran signos evidentes de reactivación, las de dirección N 60 son reactivadas en dirección (Philip *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Goula *et al.*, 1999). En concreto la reactivación en dirección medida a partir de estrías de falla y deformación asociada en materiales Pliocenos en la estructura del Tet y falla de la Cerdanya es de carácter sinistral y con componente extensional (Goula *et al.*, 1999; Delcaillau *et al.*, 2004; fig. 9.4). Las estructuras con orientación E-W y N 110 son reactivadas como dextrales con componente inversa a rasgos generales (Philip *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Goula *et al.* 1999). El tramo de falla del Tet entre la cuenca de Conflent y la de Cerdanya describe una curva y se muestra más discreta, generando una zona de *restraining* (Briaïs *et al.*, 1990 y Carozza, 1998).

Los ejes de compresión y extensión calculados a partir de mecanismos focales actuales en la zona interesada por este conjunto de estructuras y cuencas son compatibles con un mecanismo sinistral con componente extensional

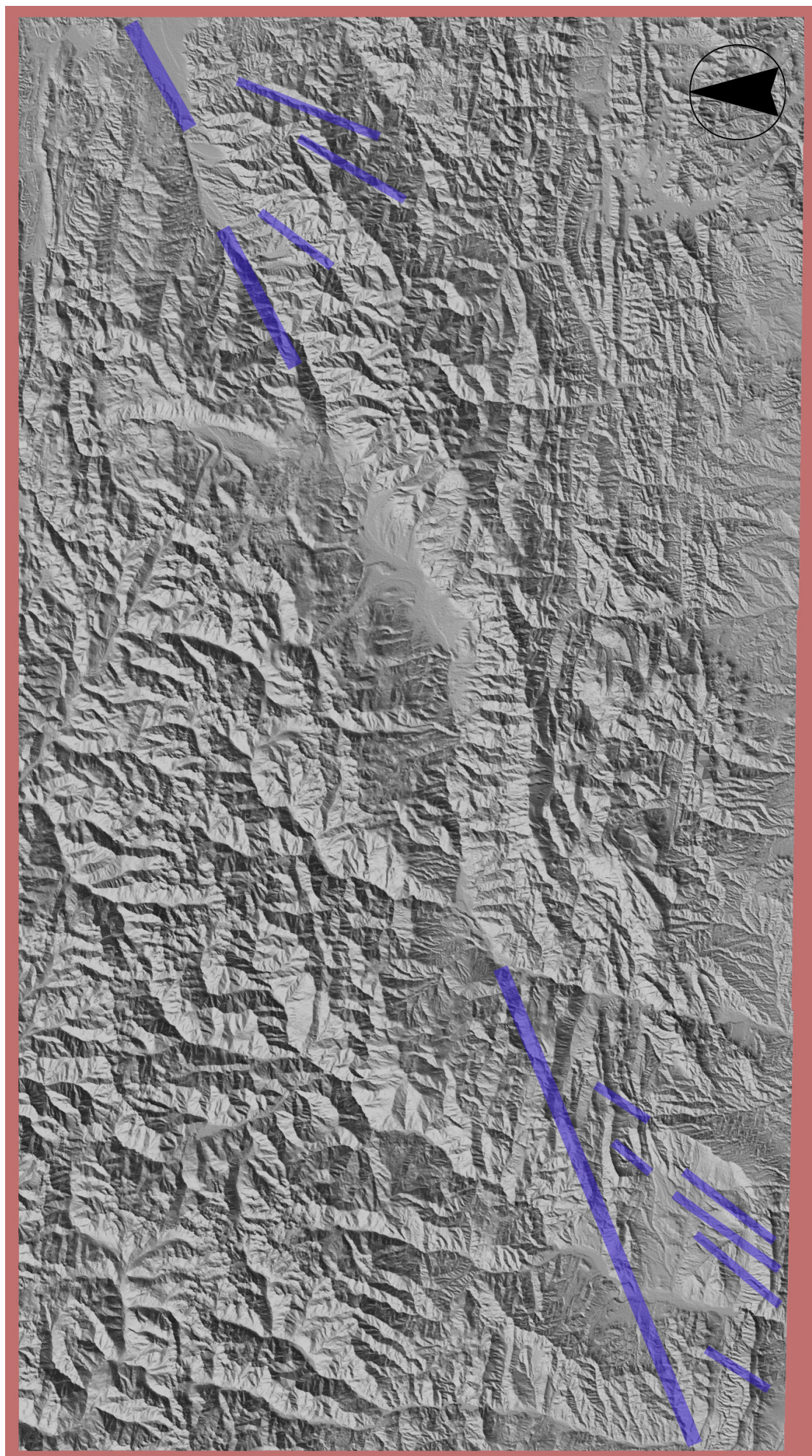


Figura 9.3: Posición sobre el modelo de elevaciones sombreado del SRTM de la falla de Conflent, sinistral con componente normal, y de algunas de las fallas sinestrales con componente normal más relevantes de la USC. En trazo grueso las de dirección N65 y en trazo fino las fallas tipo R (sinestrales con componente normal subsidiarias).

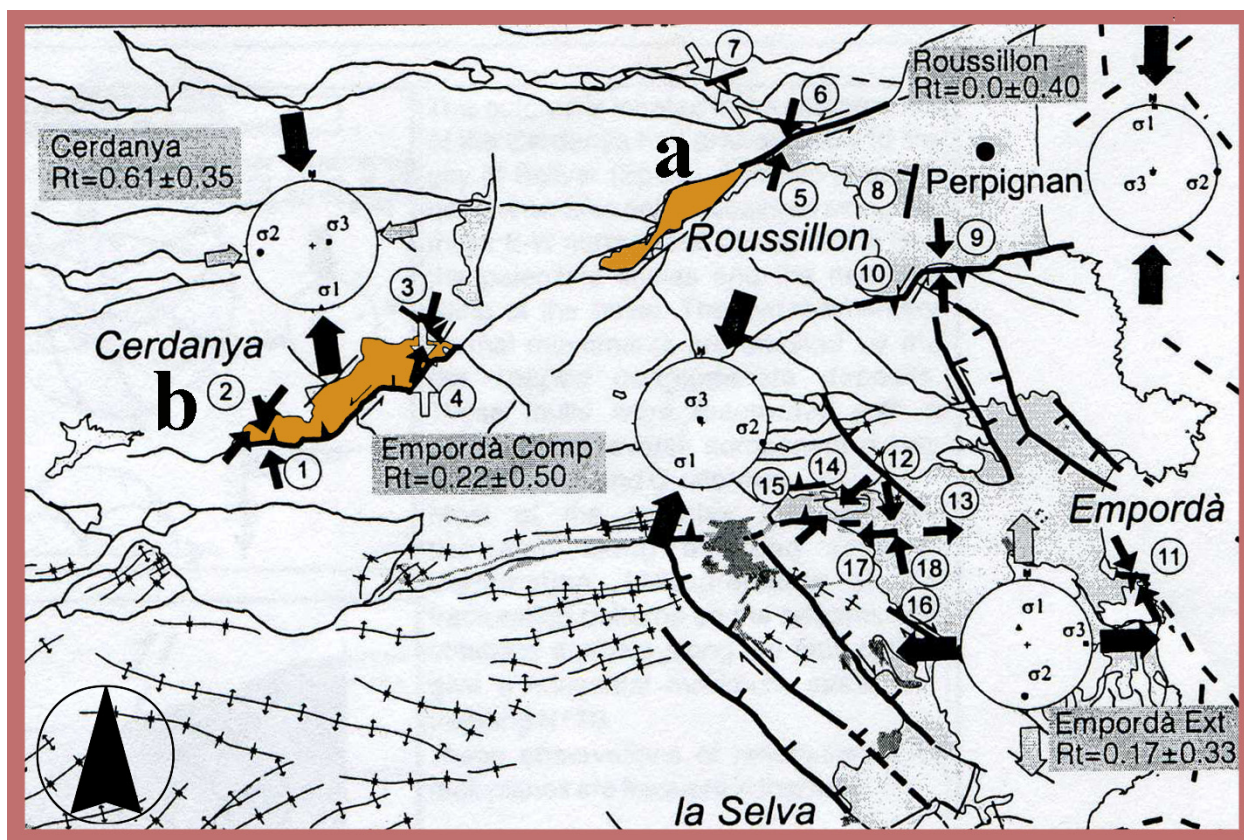


Figura 9.4: Comportamiento sinistral de la falla del Tet en Conflent (a) y Cerdanya (b) según Goula *et al.*, 1999. Los números en círculos indican localidades de estudio microestructural, en las fig. 8.3.

(Goula *et al.*, 1999) (fig. 8.6). También serían compatibles con este mecanismo los datos aportados por *borehole breakouts*. Así, la orientación del eje de máxima compresión horizontal calculados mediante esta técnica sería NE-SW a NNE-SSW (Jurado y Müller, 1997).

Carozza y Baize (2004) argumentan en función de estudios geomorfológicos que la actividad más importante de esta estructura puede ser anterior al Plioceno y sería la que configura los principales escarpes morfológicos en la falla del Tet.

A pesar de la alta complejidad estructural en detalle en la evolución de la cuenca de Conflent y en el desarrollo de la falla del Tet en las áreas adyacentes, parece lógico estimar en función de la gran cantidad de datos existentes en la literatura, que el desplazamiento general de estas fallas durante al menos el Mioceno superior y Plioceno hasta la actualidad es sinistral con componente extensional. A esto hay que sobreponer los datos que indican que también hay

actividad atribuible a estructuras dextrales con componente inversa de dirección E-W y N 110-120 durante el mismo intervalo temporal (Goula *et al.*, 1999) y que según el modelo propuesto en este trabajo corresponderían a estructuras tipo *in line* y R.

9.1.3. Cuenca de la Cerdanya

La cuenca de la Cerdanya presenta características complejas en cuanto a su génesis y evolución. Esta cuenca es alargada en dirección N 45 aproximadamente, con una longitud de 35 km en esa dirección (fig. 9.5 a). El relleno de la cuenca es Neógeno y Cuaternario (Pous *et al.*, 1986) y se dispone en su totalidad sobre materiales Paleozoicos (fig. 9.5 b). Posee una morfología romboidal en cartografía y sus límites hacia el SE son rectilíneos y abruptos, controlados por fallas, mientras que los límites hacia el NW son mucho más difusos. La génesis de esta cuenca está relacionada con la actividad de la conocida como falla del Tet.

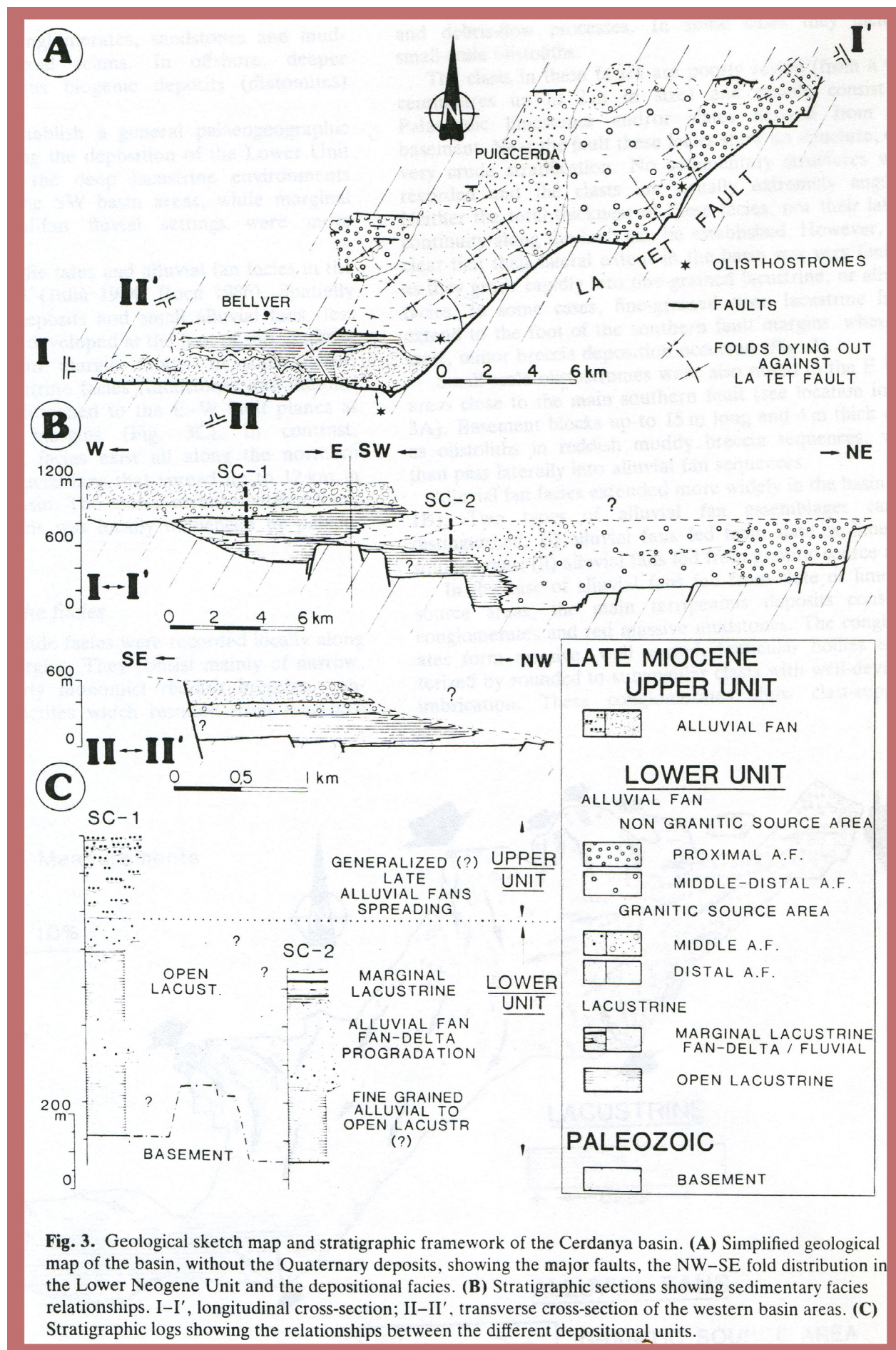


Fig. 3. Geological sketch map and stratigraphic framework of the Cerdanya basin. **(A)** Simplified geological map of the basin, without the Quaternary deposits, showing the major faults, the NW-SE fold distribution in the Lower Neogene Unit and the depositional facies. **(B)** Stratigraphic sections showing sedimentary facies relationships. I-I', longitudinal cross-section; II-II', transverse cross-section of the western basin areas. **(C)** Stratigraphic logs showing the relationships between the different depositional units.

Figura 9.5: a) Esquema geológico de la cuenca de la Cerdanya b) Cortes en la cuenca c) Esquema estratigráfico general, tomado de Cabrera *et al.*, 1988.

Estratigráficamente se distinguen dos unidades principales en el relleno de esta cuenca (fig. 9.5 c) (Roca y Santanach 1986; Agustí y Roca, 1987; Roca, 1996):

- Unidad neógena inferior, data-da como Vallesiense (Déperet y Rérolle, 1885; Golpe Posse, 1981) mediante fauna de mamíferos. Los espesores a partir de datos de superficie y de perfiles geoelectricos son variables, de 400-800 metros (Pous *et al.*, 1986). Depositionalmente desarrolló todo el cortejo clásico de facies tipo abanicos aluviales en zonas proximales (al NE) que van pasado hacia el SW a facies de lago profundo. Los mayores depocentros de la unidad inferior se asocian al *footwall* de la falla del Tet (Pous *et al.*, 1986).

- Unidad neógena superior, data-da como Turolense-Plioceno? (Agustí y Roca, 1987), ya que un yacimiento de vertebrados indica su pertenencia a la MN 13 y por tanto Turolense superior. Tiene una potencia bastante constante de 250 metros, con aportes claros del sur y sistemas deposicionales típicos de abanicos aluviales con materiales carbonatados del Devónico, Mesozoico y Paleógeno. Esta unidad está claramente restringida y condicionada por la actividad de la falla de dirección E-W que limita la cuenca hacia el sur.

Por encima de estas dos unidades se encuentra un relleno cuaternario discontinuo y glaciario (Gourinard, 1971).

9.1.3.1. Datos estructurales de la cuenca de la Cerdanya

La cuenca de la Cerdanya cartográficamente está limitada por la existencia de dos conjuntos estructurales principales. El que tiene mayor importancia es el de la falla del Tet, que configura el margen SE de la cuenca y los mayores depocentros. En esta zona tiene una dirección cartográfica N 40, buzamientos altos del plano de falla y una distribución cartográfica tipo *right stepping* (Cabrera *et al.*, 1988) (fig. 9.5 a y 9.6). En esta

zona la falla es continuación directa en sentido SW del segmento sur comentado anteriormente (apartado 9.1.3).

En los planos de falla correspondientes a la falla del Tet se observan sistemáticamente conjuntos de estrías sucesivas en el tiempo. Las más antiguas corresponden claramente a un movimiento sinistral (Pous *et al.*, 1986; Cabrera *et al.*, 1988). Sobre estas estrías se superponen otras que pertenecen a desplazamientos dextrales y dextrales con componente normal (Cabrera *et al.*, 1988). Esto da una cronología relativa de movimientos en estas estructuras.

En los planos de falla de dirección aproximada E-W se muestran estrías con componente normal principalmente; las que tienen un poco de movimiento en dirección se distribuyen de la siguiente manera: son dextrales aquellas cuyo plano de falla buza al N y sinistral aquellas cuyo buzamiento es sur (Cabrera *et al.*, 1988).

Pous *et al.* (1986) observan en los materiales devónicos, cerca del límite sur de la cuenca, fallas que claramente muestran dos conjuntos de estrías de falla atribuibles a movimientos diferenciados y sucesivos en el tiempo. Las más antiguas son prácticamente paralelas a las fallas de dirección N40 e indican movimientos sinistral. Las más jóvenes, son más verticales e indican movimientos principalmente normales aunque con alguna componente en dirección, todo ello compatible con lo observado por Cabrera *et al.* (1988)

Existe una serie de pliegues en la cuenca que aparentemente tienen una estrecha relación con la falla del Tet (fig. 9.5 a). En las inmediaciones de la falla y en la zona sur, la dirección de algunos de ellos es N150 (Pous *et al.*, 1986), los buzamientos de los flancos son muy altos, en algún caso verticales. La continuidad de éstos hacia el interior de la cuenca significa un cambio en la dirección de éstos a aproximadamente N130 y buzamientos muy suaves en los flancos. Casi todos terminan dentro de la cuenca y no llegan

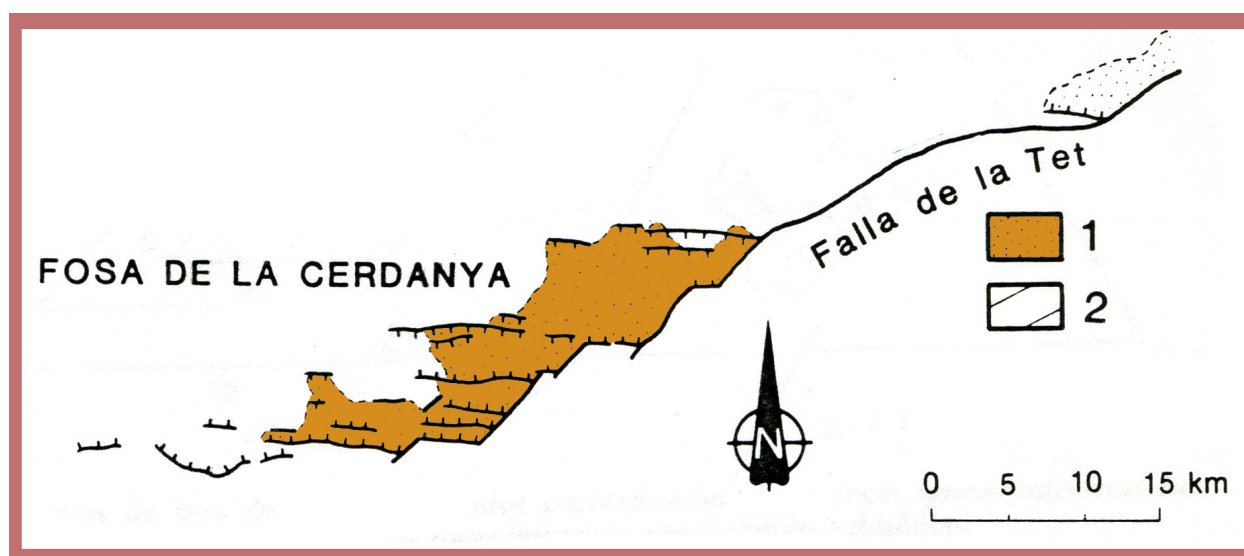


Figura 9.6: Esquema estructural de las fallas normales de dirección E-W que ayudan a configurar de la cuenca de la Cerdanya, Roca y Santanach, 1986.

al margen NW de esta. La inmersión de los ejes de estos pliegues son hacia el sureste y de manera suave en el centro de la cuenca y hacia el noroeste en el margen más al sur (Pous *et al.*, 1986). Estos pliegues solo afectan a la unidad neógena inferior (Agustí y Roca, 1987). Pous *et al.* (1986) proponen que parte de los pliegues y algunas fallas puedan haberse formado por deslizamiento gravitacional.

Se registra un basculamiento de entre 15-20 grados al sur en la zona occidental y hacia el sureste en la oriental (Agustí y Roca, 1987). Este basculamiento en cualquier caso es previo a la sedimentación de la unidad superior (Cabrera *et al.*, 1988; Pous *et al.*, 1986).

9.1.3.2. Reinterpretación de la génesis estructural de la cuenca de la Cerdanya

La propuesta genética para esta cuenca como *pull-apart* en una zona con desarrollo de fallas dextrales (falla del Tet) propuesta por Cabrera *et al.* (1988) se basa en la atribución de las estrías sinestrales (las más antiguas) de la falla del Tet a una fase de deformación sinistral previa de edad paleocena, definida por Anadón *et al.* (1985) para el margen sureste de la cuenca del Ebro. Otros factores serían la morfología en *right-stepping* de la falla del Tet, la presencia de estrías dextrales asociadas a esta falla y

la existencia de pliegues que se pueden inferir como de arrastre y que confirman un movimiento dextral sobre la falla. La morfología cartográfica de la cuenca es otro de los factores que hace que estos autores se decidan por un modelo tipo *pull-apart* con morfología comparable con una cola de caballo en la terminación NE de la falla.

Para hacer esta reinterpretación se asumen una serie de premisas. Por un lado, los pliegues de arrastre sobre la falla del Tet pueden haber generado las estrías dextrales de segunda generación. Estos pliegues llegan a tener ángulos interflanco casi verticales en algunos lugares en las inmediaciones de la falla del Tet.

Esto se produciría después de que se haya completado la sedimentación de la unidad inferior (los pliegues solo deforman dicha unidad). Además sería compatible con la génesis en las fallas de dirección E-W de ligeros movimientos direccionales (y extensionales) dextrales en las fallas del sur que buzan hacia el N y sinestrales en las que están al N y buzan sur ((fig. 9.6). De esta manera, después de la sedimentación de la unidad inferior se produciría el desplazamiento de todo el relleno de la cuenca sobre la falla del Tet hacia el NE, generando durante la fricción los pliegues de arrastre, las estrías dextrales sobre esta falla y las mencionadas en las estructuras E-W.

Entonces, el problema, independientemente de lo que ocurra posteriormente con la génesis de la segunda unidad, es cómo se ha generado el espacio de acomodación necesario para la sedimentación de la unidad inferior. Para ello se pueden aducir dos razones, por un lado la existencia de estrías sinestrales de primera generación, anteriores a las dextrales, sobre la falla del Tet y por otro la disposición en *right stepping* del conjunto de estructuras que configuran esta banda de deformación y por tanto los márgenes de la cuenca.

Esta disposición en *right stepping* no es compatible con una falla dextral en dirección NE-SW. Según los modelos teóricos y experimentales, estas estructuras deberían ser fracturas tipo Riedel, con una disposición *left stepping* para una falla dextral. La disposición cartográfica expuesta en los diversos trabajos es compatible con una estructura principal de dirección N65, sinistral con componente normal, que generaría su propio conjunto de fallas tipo R también sinestrales (fig. 9.7). Estas últimas son las que configurarían los márgenes de la cuenca y son coherentes con las estrías más antiguas en los planos de falla (sinestrales).

Habría que saber cuál es el mecanismo por el que se ha movido el relleno sedimentario antiguo de esta cuenca (unidad inferior) sobre el plano de la falla del Tet para generar los pliegues. Para

este punto se pueden proponer dos, uno dentro del marco de la deformación transpresiva dextral a gran escala y otro en un marco genético asociado con la banda de deformación tipo X.

Si la falla del Tet es sinistral y de tipología X, entonces, y según los modelos teóricos y análogos, sabemos que estas estructuras pueden generar rotaciones, en este caso antihorarias. Una ligera rotación antihoraria como consecuencia de la continuidad de la deformación provocaría fricción dextral del relleno sedimentario de la unidad inferior sobre el plano de la falla del Tet, ya preconfigurada anteriormente en sinistral.

Por otro lado, hay evidencias suficientes a nivel temporal para afirmar que en esta área existe deformación por transpresión dextral a lo largo del lapso temporal que ocupa la evolución de la cuenca (Goula *et al.*, 1999). Cualquier movimiento de los márgenes del W de la cuenca hacia el E, también podría ser suficiente como para generar cierta fricción dextral sobre el plano de la falla del Tet.

A priori, aunque estas dos soluciones al problema del mecanismo de movimiento de la unidad inferior hacia el E son factibles, la que parece más adecuada es la primera, ya que la segunda crea algún problema en cuanto a los ángulos relativos del vector de movimiento del relleno sobre el plano de la falla del Tet.

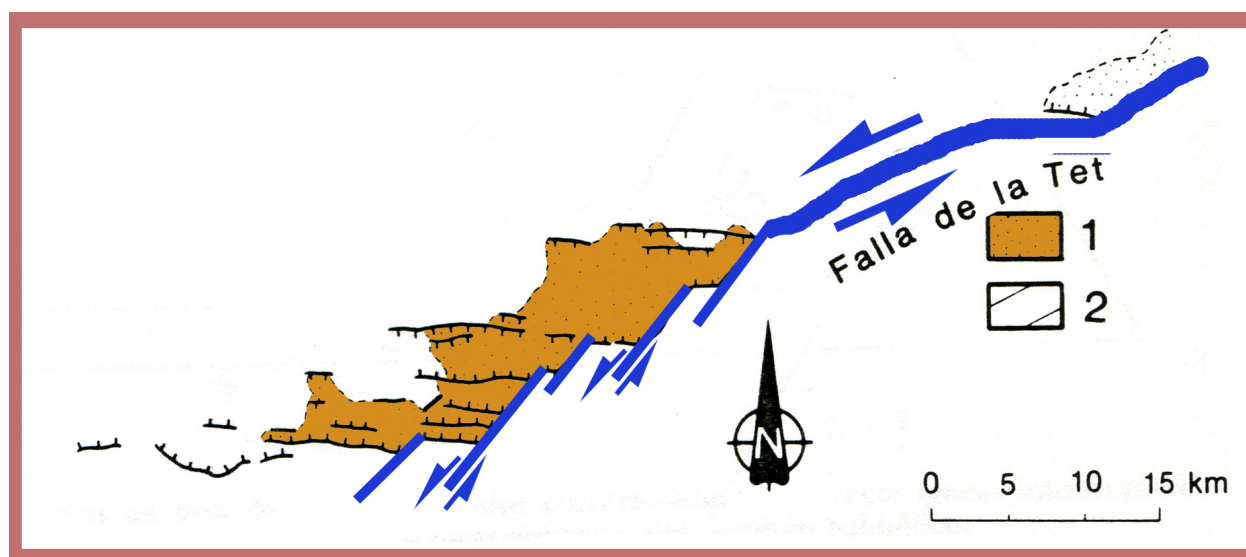


Figura 9.7: Esquema estructural reinterpretado de la cuenca de la Cerdaña. En trazo grueso la falla del Tet, sinistral con componente normal y en trazo fino las fallas sinestrales tipo R que configuran el margen E de la cuenca, modificado de Roca y Santanach, 1986.

La forma de la cuenca, más o menos romboidal y que se asemeja a la forma de un *pull-apart* dextral está configurada por dos directrices principales (fig. 9.7). Las de dirección NE, que tienen un escalonamiento a la derecha que las hace inmediatamente atribuibles a estructuras principales de carácter sinistral y las de dirección E-W.

Ya se ha comentado en el apartado dedicado a la estructuras en campo en la USC que estas últimas son estructuras dextrales, de plano de falla vertical y de tipología *in line*. La distribución temporal obtenida para estas estructuras a partir del estudio regional es desde el límite Oligoceno inferior-superior hasta la actualidad (ver apartado 11.1).

Lo más lógico parece entonces que los límites de dirección E-W sean estructuras tipo *in line* anteriores, reactivadas como extensionales en el momento en el que la actividad de la banda de deformación sinistral con componente normal, asociada a rotación a gran escala mediante bandas de deformación tipo X, empieza a funcionar. En este momento se sobrepondrían campos de esfuerzos locales distintos, en los lugares en los que predominen los extensionales, las estructuras anteriores asociadas a transpresión dextral dejarían de funcionar como tales para tener un carácter predominantemente extensional.

Todo lo expuesto es coherente con los conocimientos generales sobre la cuenca de la Cerdanya y sin embargo permite proponer una hipótesis genética diferente sin alterar los datos. Esta hipótesis estaría mucho más en consonancia tanto con los datos obtenidos de la cuenca de Conflent como con los obtenidos en este trabajo en la USC. Esta nueva hipótesis también está en la línea propuesta en este trabajo sobre deformación por transpresión dextral generalizada para el norte peninsular desde Oligoceno.

9.1.4 Propuesta de banda de deformación de tipo X del Tet-Montsec

Existe una banda de deformación de tipo X, sinistral con componente normal que cruza en dirección media N 65

todo el núcleo Axial pirenaico desde Perpiñán en Francia hasta posiblemente el autóctono del Ebro a la altura de las Sierras Marginales (fig. 9.8). Esta estructura mayor se asocia a deformación rotacional mediante estructuras tipo X dentro de un marco general de deformación por transpresión dextral sobre una PDZ de dirección N 85-90.

Tiene una longitud superior a los 150 km y un ancho cartográfico superior a los 20 km. Los buzamientos de los planos de falla son generalmente sub-verticales con desplazamientos pequeños y el conjunto ha de interesar a la totalidad de la corteza.

En superficie condiciona la existencia de una serie de cuencas (Conflent, Cerdanya y Seu de Urgell) de tipología general *pull apart*, y se expresa de manera diferente en función de los materiales y dominios geológicos que atraviesa.

En el núcleo Axial, su traza regional viene marcada por la alineación cartográfica de las cuencas generadas. Estas cuencas están condicionadas también por la existencia de estructuras tipo R (sinistrales), dependientes jerárquicamente de la PDZ local (de dirección N 65 y sinistral).

En la USC, al existir niveles dúctiles de despegue en profundidad (ver apartado 6.1.1), se aprecian en superficie principalmente las estructuras tipo R subsidiarias, con desplazamientos modestos, aunque también alguna de las de dirección N65.

En general, se aprecia una componente rotacional importante a partir de la variación de la dirección cartográfica de las estructuras tipo R (sinistrales) asociadas (ver fig. 4.53). Esta componente rotacional antihoraria asociada podría explicar las rotaciones antihorarias existentes a lo largo de todo del sector E de la USC (Dinarés *et al.*, 1992; McClelland y McCaig, 1989; Burbank y Puigdefábregas, 1985; Van Dongen, 1967) (ver fig. 9.9).

La evolución temporal de esta banda de deformación tipo X es, al menos Vallesiese-actualidad. No se ha detectado, pero no se puede descartar, la posible reactivación de estructuras anteriores (Variscas o Pirenaicas). Por otro lado la génesis de una banda de deformación tipo

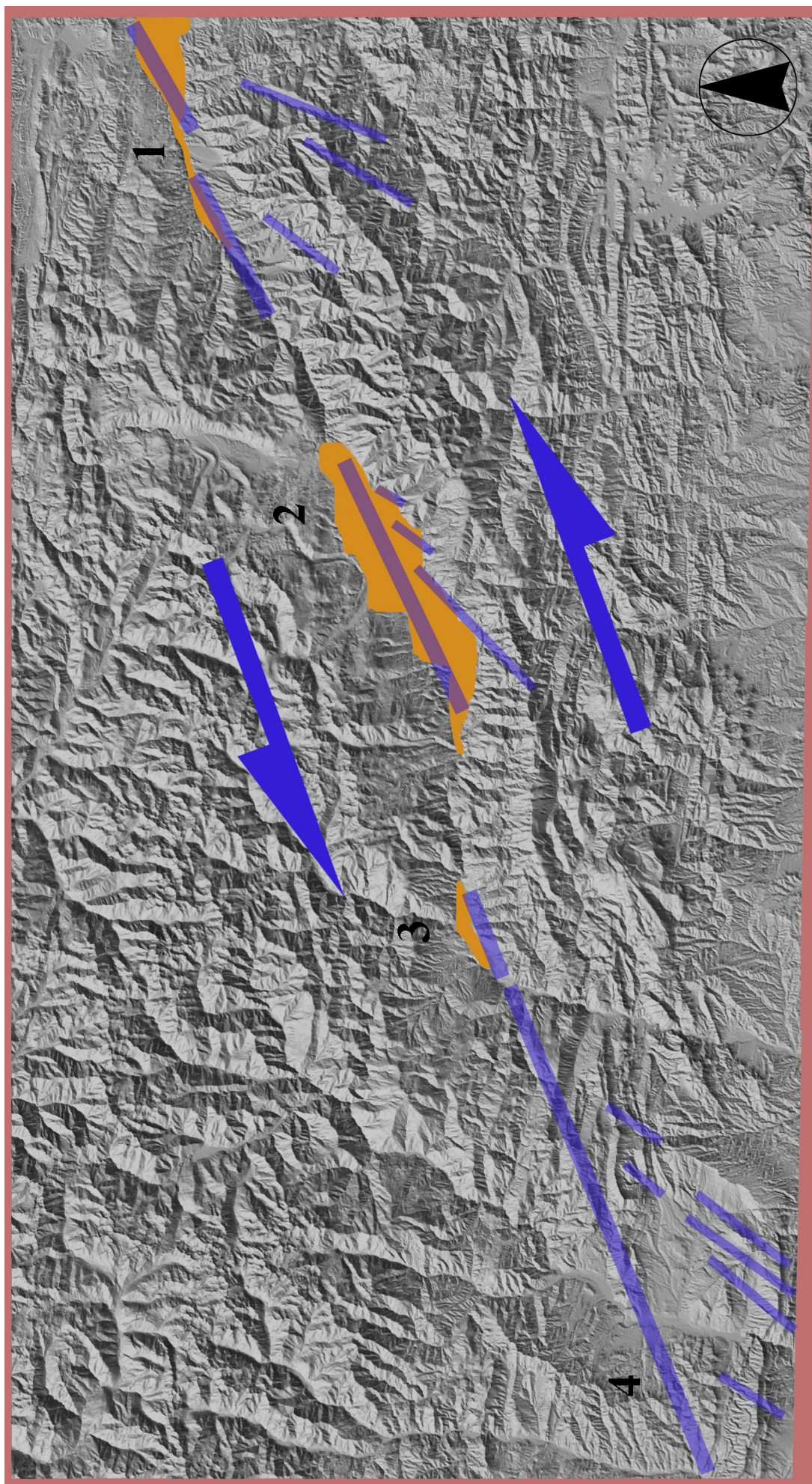


Figura 9.8: Posición sobre el modelo de elevaciones sombreado del SRTM de la falla de Conflent y del algunas de las fallas sinistresales con componente normal más relevantes de la cuenca de la Cerdaña y de la USC. Todas ellas configuran una banda de deformación regional tipo X con más de 20 km de ancho y longitud superior a los 150 km en dirección N 65. En trazo grueso las de dirección N65 y en trazo fino las fallas tipo R (sinistresales con componente normal subsidiarias).1) Cuenca de Conflent 2) Cuenca de la Cerdaña 3) Cuenca de Seu de Urgell y 4) USC.

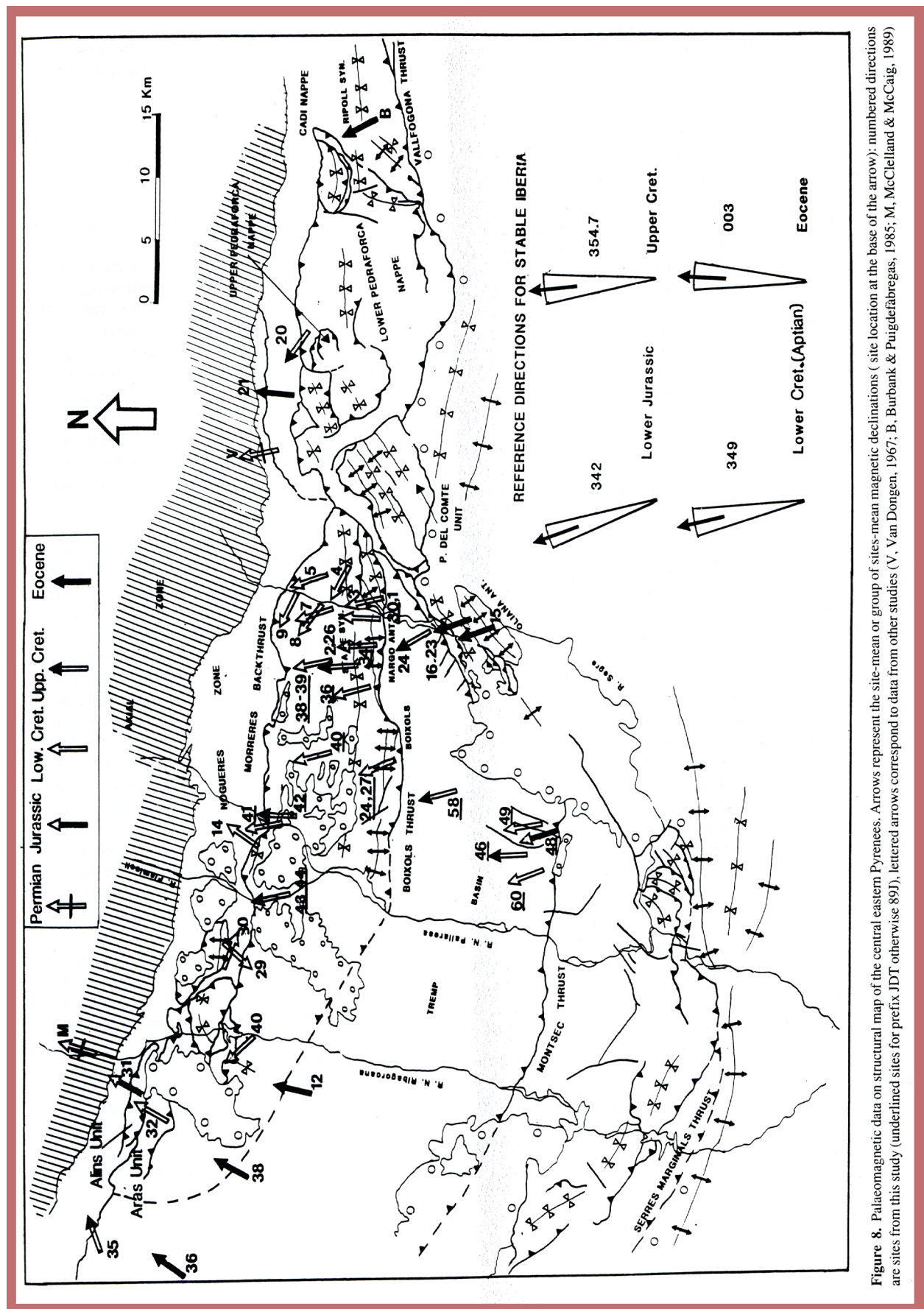


Figure 8. Palaeomagnetic data on structural map of the central eastern Pyrenees. Arrows represent the site-mean or group of sites-mean magnetic declinations (site location at the base of the arrow); numbered directions are sites from this study (underlined sites for prefix JDT otherwise 891), lettered arrows correspond to data from other studies (V. Van Dongen, 1967; B. Burbank & Puigdefàbregas, 1985; M. McClelland & McCaig, 1989)

Figura 9.9: Rotaciones a partir de medidas paleomagnéticas en la USC y alrededores. Tomado de Dinarés et al., 1992.

X, regional, de carácter rotacional, sinestral con componente normal y dentro de un régimen de deformación por transpresión dextral, configura un escenario muy complejo. Esta forma de aproximarse al problema, además de ser coherente con

los datos expuestos, también es coherente con la problemática asociada a la complejidad de la deformación expuesta por los diversos autores que han trabajado en la zona.

9.2. Retrodeformación de estructuras

9.2.1. En el anticlinal de Oliana

El anticlinal de Oliana es una de las estructuras desarrolladas en la rampa oblicua del Segre durante el emplazamiento de la USC sobre el *foreland* del Ebro (Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1999; Burbank *et al.*, 1992a). Con independencia de su estructuración en profundidad, la expresión cartográfica en superficie está representada por un anticlinal ligeramente vergente al SE, de dirección NE-SW y traza sigmoidal en materiales del Eoceno y Oligoceno (Vergés *et al.* 1992; Vergés, 1999).

Las margas de igualada en el núcleo están bordeadas por los materiales "molásicos" de la Fm. Solsona que se disponen en discordancia progresiva sobre los anteriores y que están igualmente plegados (Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1999; Burbank *et al.*, 1992a).

La dirección media de la traza axial en superficie de esta estructura es N 63, medida a partir de la cartografía del MAGNA de Oliana (nº 291). Además, esto es compatible con las direcciones expuestas por Vergés *et al.* (1992). Según estos autores, en superficie este eje anticlinal presenta inmersión axial en sus dos extremos.

En el estudio realizado en este trabajo sobre la fracturación relacionada con la USC mediante la interpretación de ortoimágenes (apartado 4.4.1, figs. 4.40 y 4.44) se definió la presencia de una banda de deformación tipo R que con dirección N 110 pasa por la terminación cartográfica NE de la estructura de Oliana (banda de Carreu Sur, fig. 4.41 y 9.10). Inmediatamente al norte, en la banda de deformación denominada Carreu Norte (fig. 4.41), se han realizado una serie de cartografías parciales de

campo que permiten calcular un desplazamiento en dirección mínimo en estas bandas de deformación dextrales de más de 1600 metros, calculado únicamente a partir del sumatorio de los desplazamientos de las estructuras de tipología R. Se añade a esto la existencia, de forma masiva en algunos casos, de estructuras tipo R2 (como es el caso de Oliana). Esta cifra todavía seguiría en márgenes de mínimos aun con un cálculo del desplazamiento dextral de 2000 metros.

9.2.1.1. Retrodeformación de la morfología cartográfica de la estructura de Oliana

Ya que en lo fundamental la estructura de Oliana es anterior en el tiempo a la deformación transpresiva dextral aquí propuesta, se pretende evidenciar alguna de las interferencias que el sumatorio de la deformación supone para la estructura de Oliana. Realizaremos aquí una reconstrucción geométrica en planta aproximada (fig. 9.11).

En principio se observa en la cartografía del anticlinal de Oliana una clara disposición sigmoidal en planta de su eje mayor. Esta disposición *a priori* resulta perfectamente compatible con desplazamientos parciales por fallas tipo R de un eje originalmente más rectilíneo y de una dirección ligeramente diferente. El resultado de la actividad de las fallas tipo R produce una "rotación" parcial del eje original, lo que configuraría su morfología cartográfica sigmoidal final.

Realizaremos una restitución geométrica de la dirección del eje, en función de los saltos conocidos de las estructuras tipo R asumiendo que la zona central del eje cartográfico actual ha su-

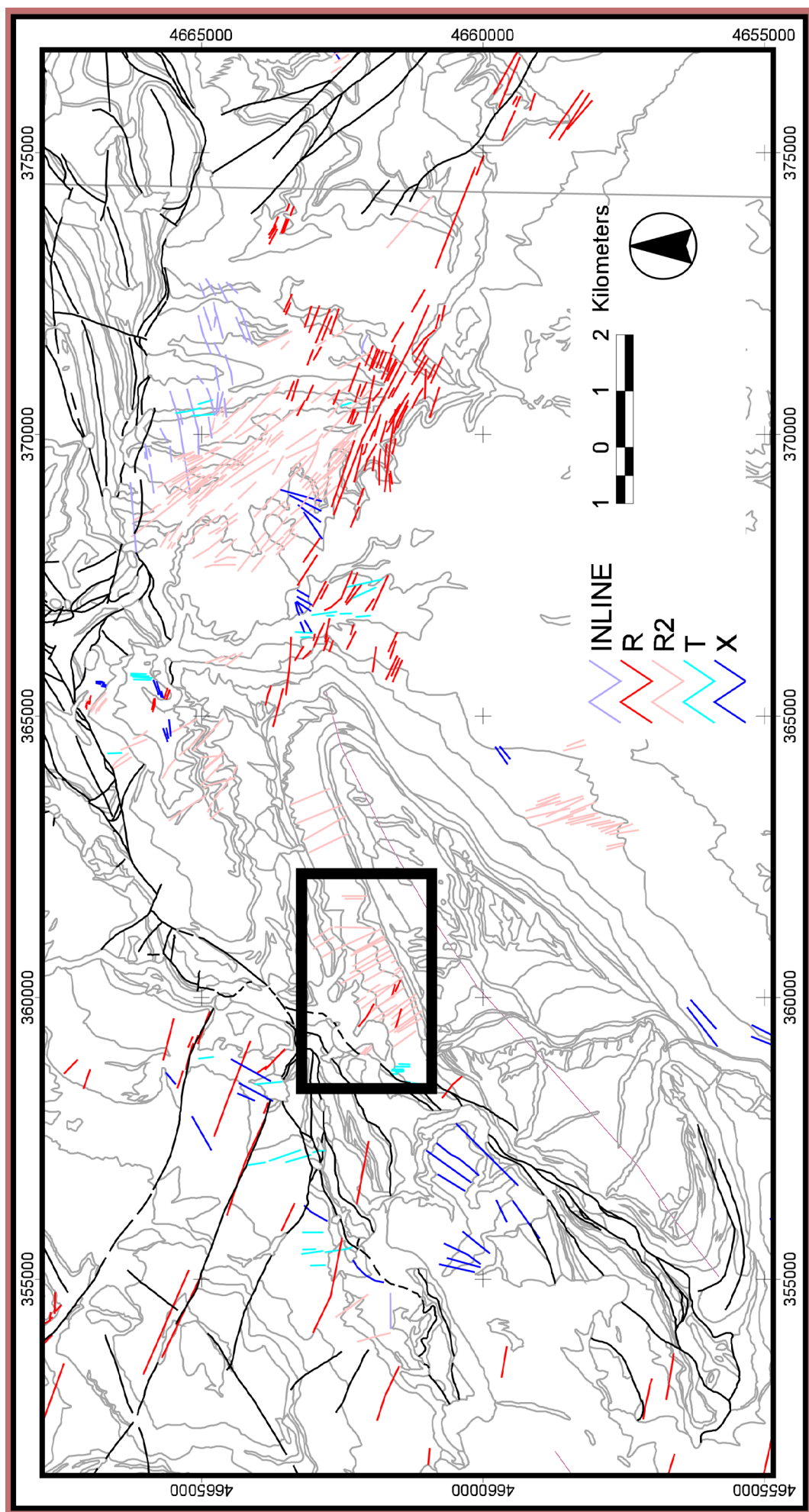


Figura 9.10: Cartografía estructural del conjunto de fallas resultantes por deformación en transpresión dextral en el N del anticlinal de Oliana (ver apartado 4.4.1). Contactos de fondo tomados de los Magna digitales del departamento de Medioambiente de la Generalitat. El recuadro en negro representa la posición de la fig. 9.14.

frido menos "rotación" que las otras, al estar más alejada de las zonas de fallas dextrales.

Para cuantificar la deformación sobre el eje anterior, retrodeformamos su dirección actual aplicando una medida de entre 1600 a 2200 metros de desplazamiento dextral para la banda de deformación tipo R. La dirección del anticlinal de Oliana en su parte central, menos afectada por la deformación dextral, es de N 47. La proyección de esta dirección desde dicho centro toca la banda R del norte a una distancia de 1600 metros con respecto a su posición actual medida en la dirección N 110 (ver fig. 9.11). Esta cantidad horizontal es perfectamente compatible con la retrodeformación de una estructura dextral con componente inversa y dirección N 110 que genera en el bloque sur un arrastre tectónico. Si se

calcula el ángulo desde el sector central de Oliana sobre un desplazamiento de 2200 metros de la falla dextral mayor, el cambio de ángulo conllevaría una paleodirección del anticlinal de Oliana de N 44.

En total, el resultado representaría una "rotación" de entre 16 y 19 grados en sentido horario de la dirección cartográfica de la estructura de Oliana, posterior a su génesis y relacionada con deformación tardía por transpresión dextral.

Podemos así proponer que la dirección del eje anticlinal de Oliana posteriormente a su génesis ha sufrido una "rotación" horaria de 15-20 grados, asociada a la deformación transpresiva dextral tardía. Esta "rotación" configura la morfología sigmoidal de esta estructura en afloramiento a día de hoy. Aunque no se pueda evaluar por la carencia de da-

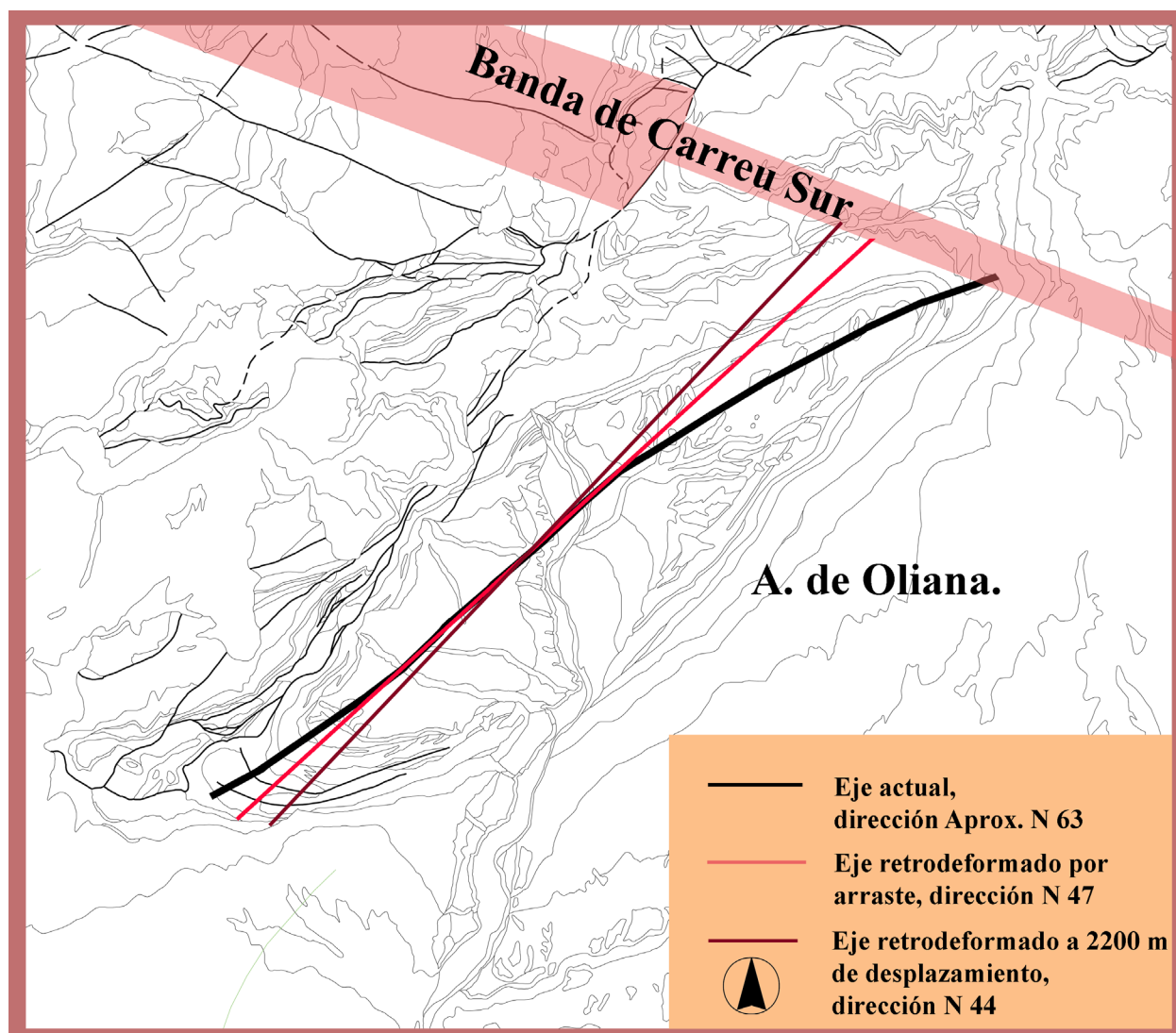


Figura 9.11: Retrodeformación cartográfica del eje anticlinal de Oliana. Contactos de fondo tomados de los Magna digitales del departamento de Medioambiente de la Generalitat.

tos obtenidos al respecto, es de esperar que la estructura anticlinal en superficie de Oliana haya sido en mayor o menor medida apretada durante la transpresión dextral, ya que se encuentra perfectamente orientada para ello.

Este cálculo es de mínimos, ya que las restituciones geométricas anteriores asumen que todo el movimiento de la banda de deformación de tipo R (Carreu sur) que pasa al norte de Oliana se resuelve únicamente en modificación de estructuras anteriores mediante transpresión dextral, pero sin salto discreto relevante a lo largo de la propia estructura. Esto es poco probable dado que esta banda de deformación tiene una longitud en dirección N 110 de más de 70 km, de los cuales al menos 20 se desarrollan dentro de la cuenca del Ebro (ver fig. 4.41).

Además, en el cálculo del desplazamiento dextral no se ha tenido en cuenta los desplazamientos generados por la innumerable cantidad de estructuras tipo R2 presentes a todo lo largo del anticlinal de Oliana (ver fig. 9.13, localización en fig. 9.10), ni la posible afección por otro tipo de estructuras relacionadas con esta tipología de deformación.

9.2.1.2. El problema de las rotaciones: implicaciones

Hasta el momento se ha utilizado entrecomillado el término rotación, porque en este contexto estructural existen una serie de problemas con respecto a las rotaciones. Éstas pueden no ser detectables paleomagnéticamente si se producen por deformación frágil (fig. 9.12 a) o ser detectables paleomagnéticamente si se producen por deformación dúctil (fig. 9.12 b, c).

Dada la enorme cantidad de estructuras tipo R que afectan a ambos flancos del anticlinal de Oliana (fig. 9.13, localización en fig. 9.10), es muy posible que gran parte de su rotación no sea caracterizable paleomagnéticamente y se resuelva mediante movimientos parciales de estructuras frágiles menores.

Así, la construcción geométrica muestra parte de las implicaciones de la componente rotacional de la deformación en cizalla simple (fig. 9.12). Tanto la componente rotacional debida a las estructuras tipo R, como la anteriormente comentada debida a las estructuras tipo X, deben modificar la posición original de las estructuras, tanto más cuanto más

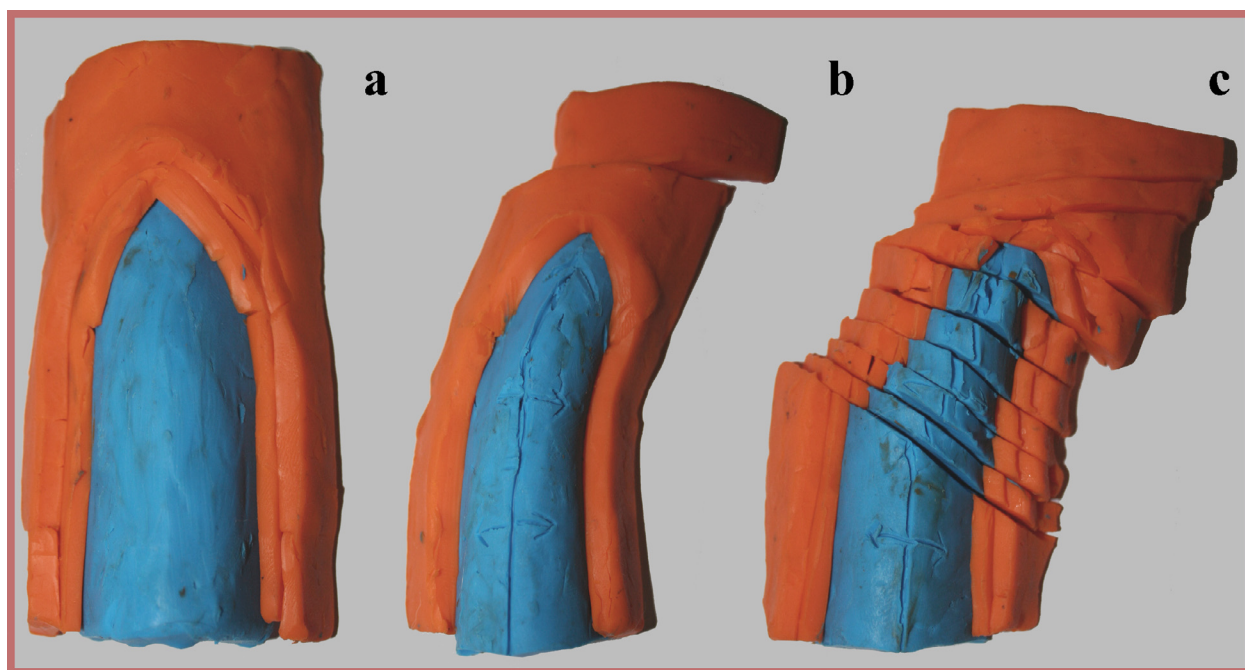


Figura 9.12: Modelos de plastilina que simulan deformación de un anticlinal previo (a) mediante arrastre sobre un plano de falla con deformación dúctil (b) o frágil (c).

perpendiculares a la PDZ sean (por ejemplo, las estructuras extensionales previas), lo cual tendrá implicaciones en la construcción de mapas de isopacas, isobatas, paleogeográficos, palinspásticos, mapas generales de medidas puntuales (por ejemplo paleocorrientes), etc.

Respecto a la cuestión abierta de si la rotación aquí propuesta para el anticlinal de Oliana es o no discriminable mediante paleomagnetismo, y dado que se han detectado rotaciones en trabajos al efecto (Burbank *et al.*, 1992a; Dinarés *et al.*, 1992), se abren dos escenarios posibles:

1 - Rotación detectable

Según los estudios paleomagnéticos previos, el anticlinal de Oliana ha sufrido una rotación antihoraria de hasta 35 grados desde el inicio de su formación hasta la actualidad; las muestras están tomadas a techo de las Margas de Igualada y en la base de los conglomerados continentales situados inmediatamente a techo de éstas, en el flanco W de la estructura.

Esta rotación está atribuida a la génesis de la estructura de Oliana como rampa lateral durante el emplazamiento de la USC (Vergés, 1999). Por tanto, sería anterior a la rotación propuesta aquí como resultado de la actividad de las fallas tipo R asociadas a deformación por transpresión dextral tardía posterior a la génesis del anticlinal, que de una paleodirección próxima a N 45 pasaría a su dirección actual aprox. N 63. Si la rotación mínima aquí propuesta, de entre 15 y 20 grados en sentido horario, es paleomagnéticamente detectable, estaría

acumulada en los datos aportados por los trabajos de Dinarés *et al.* (1992) y Burbank *et al.* (1992a). Como las rotaciones detectadas por estos autores son de sentido contrario (35° antihorarias) respecto a las medidas geométricamente detectadas en este trabajo (15-20° horarias), la resultante se distribuiría entre 50-55° antihorarios durante el emplazamiento de la USC y 15-20° horarios después del emplazamiento.

En esta hipótesis, la restitución del paleo-eje de dirección N 45, pre-emplazamiento de la USC, supondría una dirección en el inicio del emplazamiento de N 95-100 aproximadamente (N45 + 50-55°). Este resultado difiere significativamente de la propuesta de Vergés (1999; Vergés *et al.*, 1992) de dirección N 70 en el inicio de la génesis de esta estructura.

2 - Rotación no detectable

Si la rotación tardía aquí propuesta no fuera paleomagnéticamente detectable, lo que es muy probable pero no totalmente seguro, la dirección original de la estructura de Oliana en el comienzo de su formación sería N 80, algo más tendida que la propuesta por Vergés *et al.*, (1992) y Dinarés *et al.* (1992).

Por último, si la rotación antihoraria medida paleomagnéticamente (Burbank *et al.*, 1992a; Dinarés *et al.*, 1992) fuera resultado de deformación debida a la banda sinistral tipo X justificada en el capítulo anterior, la dirección original de la estructura de Oliana en el momento de su génesis sería aproximadamente N 40. Esta opción es la que parece más razonable en este contexto.



Figura 9.13: Presencia de alta fracturación de tipo R2 y dirección N 145-150 en el flanco NW del anticlinal de Oliana. Ortofoto tomada del ICC.

9.2.2. Retrodeformación de la morfología cartográfica de la estructura Boixols a partir del MDT

En este apartado se pretende realizar una retrodeformación aproximada de la morfología en superficie de la estructura anticlinorial de Boixols, con independencia de su organización en profundidad (fig. 9.14), hasta conseguir obtener una geometría aproximativa en estado predeformación dextral.

9.2.2.1 Realización de la retrodeformación

Para realizar la retrodeformación de la megaestructura de Boixols se va a utilizar el MDT obtenido a partir de topografía 1:25.000 (fig. 9.15 a). Este MDT se va a retrodeformar en función de cuatro parámetros obtenidos a lo largo del desarrollo de este trabajo:

- 1 - La existencia de una banda de deformación sinistral con componente normal tipo X de dirección NE-SW que atraviesa la estructura y que es más patente en la zona entre el pueblo de Boixols y el sinclinal del Culles en líneas generales.
- 2 - La existencia de una serie de carriles tipo R dextrales con componente inversa N 110, con saltos mínimos cartográficos en dirección de 2000 metros.
- 3 - Por último las relaciones temporales obtenidas que indican que el comienzo de la actividad de los carriles de tipo X es posterior a la de los R.

Los pliegues oblicuos identificados y que interfieren con la estructura de Boixols no son restituibles ni de manera aproximada con este método de trabajo.

En la figura 9.15a se representa el MDT de la zona que cubre desde Tremp al SW hasta prácticamente Coll de Nargó al E y Organyà al NE (aproximadamente 34 por 11 km, ver fig. 9.15 a). Con el mis-

mo *display* gráfico que el utilizado en la aplicación del método de RV a la USC en capítulos anteriores, hemos seleccionado una zona en la que se observa el mayor desarrollo de las estructuras sinestrales tipo X, entre la población de Boixols y el sinclinal del Culles (banda azul en la fig. 9.15 b)

Utilizamos la dirección N 33 en la retrodeformación con la ayuda de un programa de tratamiento de imagen, manteniendo las longitudes de los lados de la zona seleccionada y retrodeformando el movimiento sinistral mediante deformación tipo cizalla simple (fig. 9.16a).

Después desplazamos el sector al W de la zona seleccionada en dirección dextral a lo largo de la línea N 33 que simula una falla sinistral, pero no se distorsiona (fig. 9.16a). La cantidad de movimiento dextral total efectuado en dirección N 33 es de 3300 metros, lo que estaría dentro de las magnitudes esperables para este carril de deformación, que en general son pequeñas. Con esto se aproxima una retrodeformación de la banda de deformación tipo X propuesta anteriormente.

En el apartado anterior se ha comprobado, al estudiar la componente de rotación del eje del anticlinal de Oliana, que 15 grados de deformación es un parámetro aproximativo válido, y que no representa un valor excesivo, para restituir los ángulos de las estructuras anteriores.

El siguiente paso consiste pues en deformar por cizalla simple la totalidad del modelo 15 grados en sentido antihorario, tal y como resultó el procedimiento en Oliana (fig. 9.16b). Con esto se aproxima la retrodeformación de la componente en dirección de las estructuras tipo R cartografiadas en la zona (Cap. 4).

Por último, modificamos la longitud N-S del MDT en un valor aproximado que pueda representar una cantidad de acortamiento razonable dentro del modelo de deformación general que es predominantemente en dirección (cap. 6). La cantidad escogida responde a 500 metros de acortamiento a escala (fig. 9.17). Con esto se aproxima la retrodeforma-

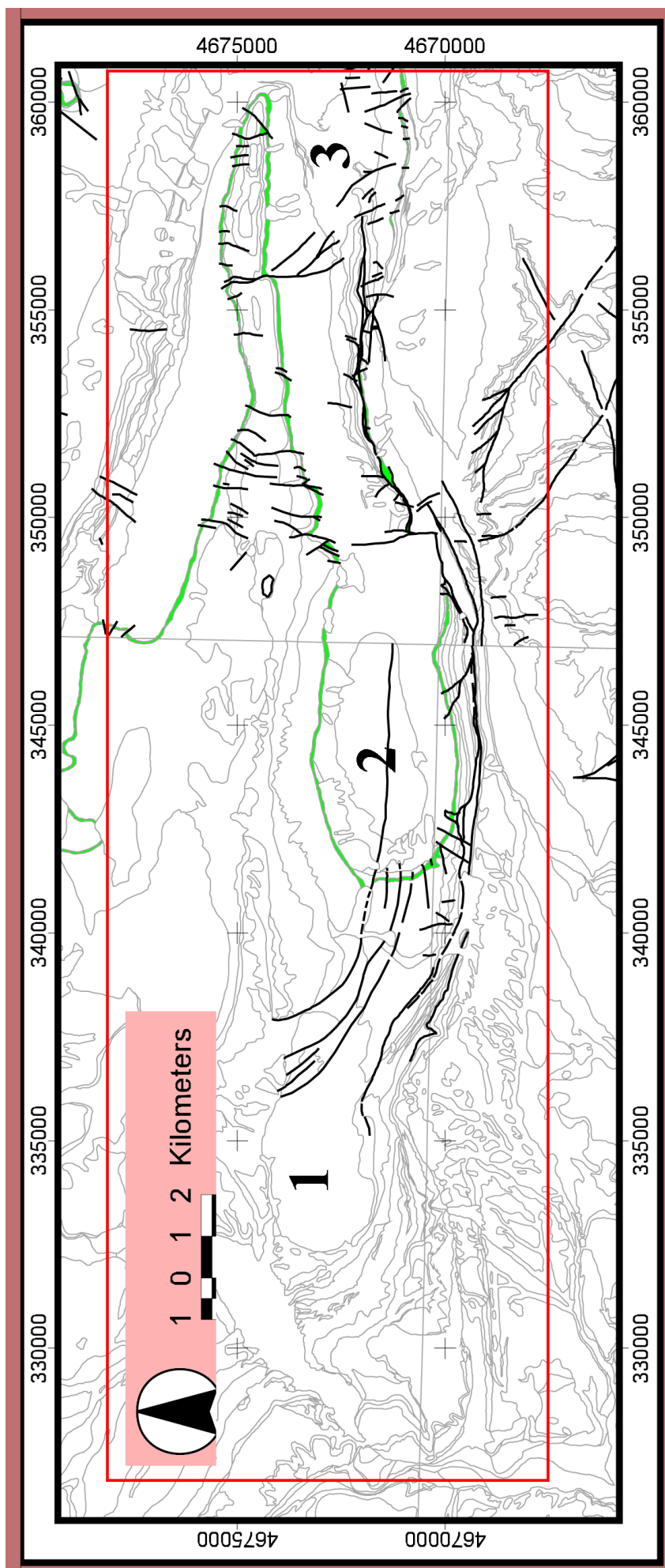


Figura 9.14: Posición (en rojo) de la retrodeformación en planta de las figs. 15, 16 y 17. En verde la Fm. Santa Fé, del Cenomaniense como nivel guía.
 1) Posición del anticlinal de Boixols en San Cornelli.
 2) Posición del anticlinal de Boixols en Abella.
 3) Posición del anticlinal de Boixols en Montaña de Nargó.

ción de la componente de acortamiento de las estructuras tipo R cartografiadas en la zona (Cap. 4). Este ejercicio sólo pretende generar una retrodeformación aproximada, estimando la dimensión de los movimientos y deformaciones inducidas al MDT de modo que resulten razonables a escala con lo que se ha obtenido con los diversos trabajos de campo y cartografía.

9.2.2.2. Implicaciones de esta retrodeformación

La resultante más importante de esta retrodeformación es la evidente continuidad estructural que aparece en el modelo final, resultando en una geometría muy rectilínea de la megaestructura de Boixols. Los carbonatos de la Fm. Santa Fe, resaltados en el modelo inicial y que se pueden utilizar como marcador guía, quedan alineados prácticamente en

una recta en el modelo final (comparar las figs. 9.18a con 9.17). Asimismo, la estructura general algo menos apretada permite correlacionar de manera más fácil las distintas trazas del anticlinorio en los materiales del Cretácico inferior del núcleo. Se puede observar que en el modelo final quedan casi perfectamente alineados los anticlinales de Sant Corneli y de Abella al W del pueblo de Boixols y el de Montaña de Nargó al E (comparar las figs. 9.15a con 9.17).

Esta disposición rectilínea de la paleoestructura de Boixols, por un lado confirma lo que ya se deducía a partir de los trabajos de campo: que esta megaestructura, como muchas otras de las grandes estructuras de la USC, está retocada en su totalidad por la deformación transpresiva dextral. Sugiere además que la dirección previa a la deformación por transpresión dextral de la estructura de Boixols es N95.

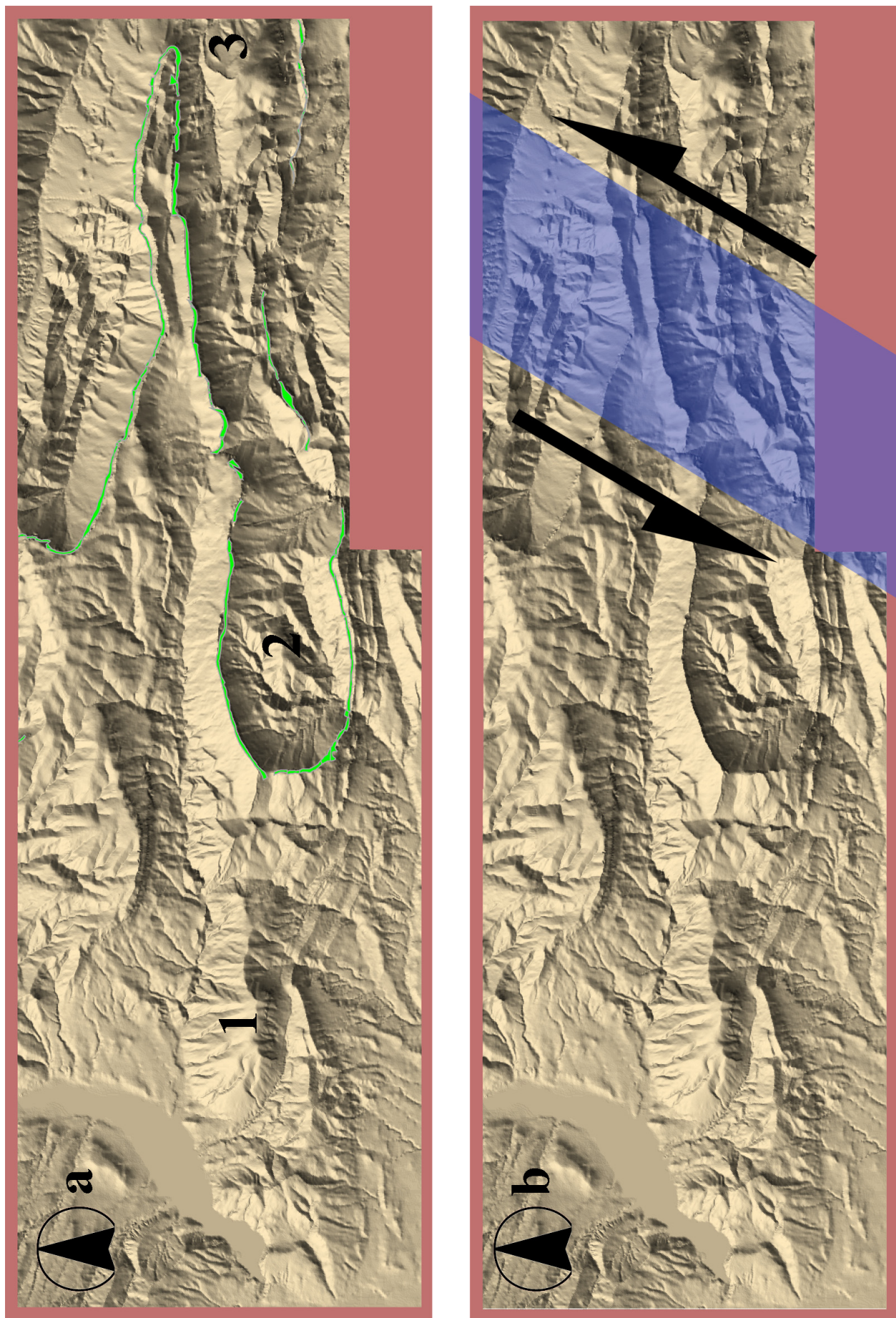


Figura 9.15: a) Modelo de elevaciones sombreado sobre el que se realiza la retrodeformación. b) Zona con estructuras sinestrales elegida para retrodeformar (en azul). 1) Posición del anticlinal de Boixols en San Cornelli. 2) Posición del anticlinal de Boixols en Abella. 3) Posición del anticlinal de Boixols en Montaña de Nargó.

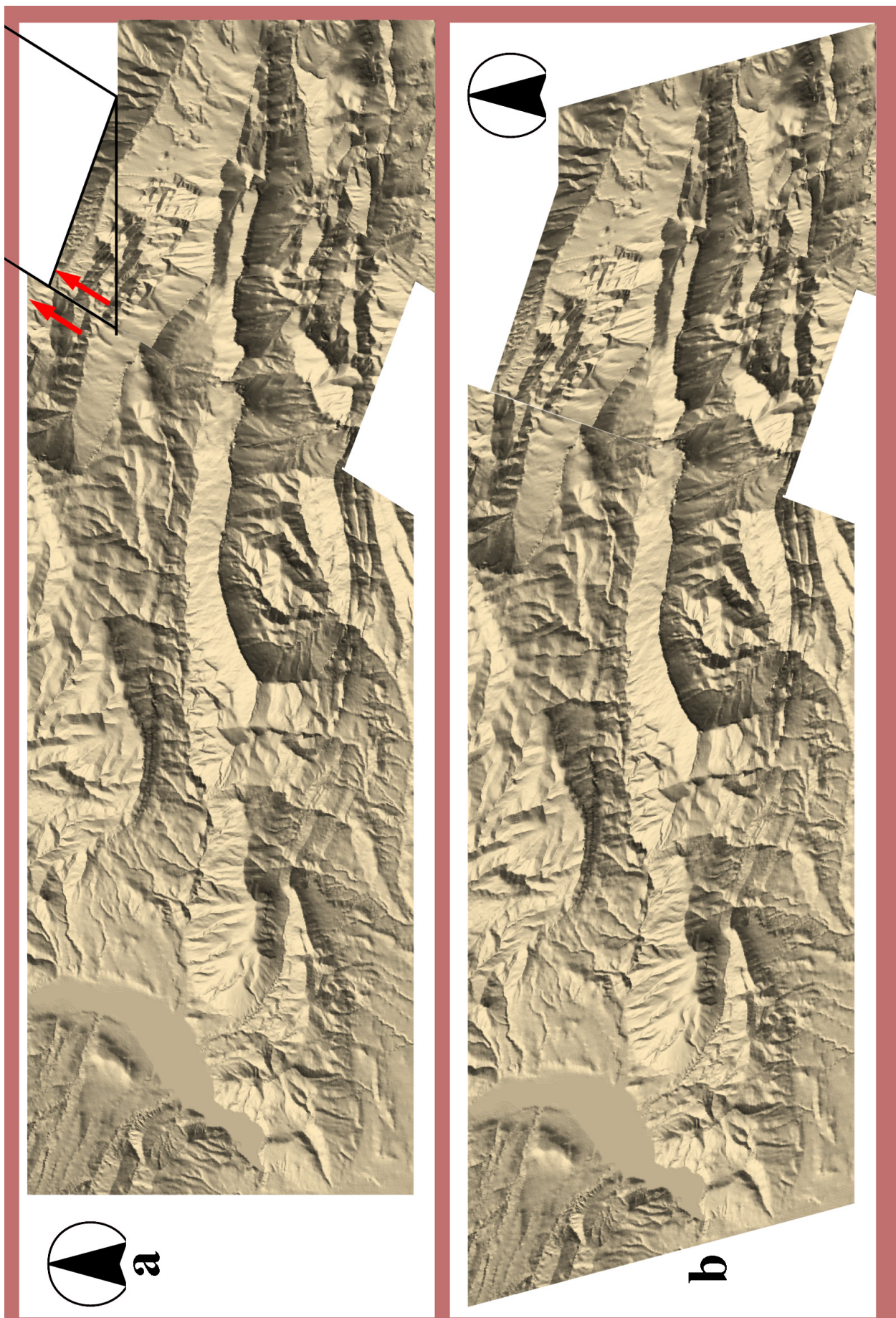


Figura 9.16: a) Retrodeformación de las estrcuturas sinestrales mediante cizalla simple y traslación. b) Rotación para simular retrodeformación de las estructuras N110.



Figura 9.17: Retrodeformación de componente de acortamiento de Boixols en San Cornelli. Después de la retrodeformación:

- 1) Posición del anticlinal de Boixols en San Cornelli.
- 2) Posición del anticlinal de Boixols en Abella.
- 3) Posición del anticlinal de Boixols en Montaña de Nargó.

9.3 Deformación post-emplazamiento de la USC y el antepaís surpirenaico (cuenca del Ebro)

En la USC hemos descrito un tren de pliegues oblicuos NE-SW producidos después de su emplazamiento sobre el antepaís de la cuenca del Ebro (cap. 5). En continuidad con este tren de pliegues de la USC, existe en la cuenca del Ebro, en la denominada "Cuenca Catalana", una serie de anticlinales y sinclinales de dirección aproximada NE-SW y traza cartográfica sigmoidal (sector al E de la rampa de Oliana, fig. 9.18); estos pliegues se han formado fundamentalmente por despegue sobre las unidades dúctiles de la Fm. Cardona (Vergés, 1999; Vergés *et al.*, 1992; Sans, 2003; Sans *et al.* 2003; Del Santo *et al.*, 2000).

Cada uno de estos pliegues son conocidos como anticlinales de Vilanova, Estany, Cardona, Suria y El Guix (estos tres últimos desarrollan cabalgamientos) y sinclinales de Ponts, Climent, Ardévol, Saló y Callús (Vergés *et al.*, 1992). Las estructuras de Súria y Cardona tienen vergencia E (Sans, 2003), mientras que el resto son de vergencia poco definida. Geométricamente responden en general a sinclinales amplios de fondo plano y anticlinales relativamente apretados, en consonancia con el fuerte control que sobre estas estructuras tienen los niveles dúctiles sobre los que se generan (Vergés *et al.*, 1992).

Hacia el sur, se enraízan e interfieren con el flanco norte de la estructura anticlinal de Sanahúja, que en detalle es muy compleja (Vergés, 1999). La dirección de esta estructura en la zona de interferencia con estos pliegues es NW-SE, casi perpendicular a las estructuras anteriormente comentadas y en su flanco SW se desarrolla un retrocabalgamiento de vergencia NE (Vergés, 1999). Según este autor, el retrocabalgamiento representa una estructura transpresiva con componente dextral, deducido de la relación entre los pliegues de dirección NE-SW y la estructura de Sanahúja.

Hasta el momento, a causa de la falta de sedimentación sintectónica clara en estos pliegues, su edad está deducida a partir de las propuestas estructurales

existentes, en las que se los correlaciona con la génesis del anticlinal de Oliana como rampa lateral durante el emplazamiento de la USC (Burbank *et al.*, 1992a; Vergés, 1999; Vergés *et al.*, 1992; Sans, 2003; Sans *et al.*, 2003). En el anticlinal de Oliana existen dataciones paleomagnéticas en las distintas unidades de conglomerados sintectónicos que marcan sus fases de crecimiento (Burbank *et al.*, 1992a).

Dado que este conjunto de pliegues NE-SW del antepaís del Ebro es de dirección, dimensiones y amplitud comparables a los pliegues descritos en la USC (como se adelantó en el apartado 5.8; figs. 5.3, 9.18 y 9.31), el mecanismo y el marco temporal en el que se generen ambos conjuntos debe ser semejante, posterior al emplazamiento de la USC. Los pliegues oblicuos NE-SW de la USC también responden mecánicamente a despegue sobre unidades dúctiles, por lo que se deduce que su génesis debe ser común con la de los pliegues del Ebro y ambos trenes de pliegues deben responder a los mismos procesos de deformación.

Es preciso por tanto, revisar las dataciones y cartografías existentes en la zona aledaña a la rampa de Oliana en el antepaís del Ebro, para intentar concretar con más detalle la evolución temporal de este conjunto estructural y su génesis. Para ello, compararemos la evolución de la estructura de Oliana datada mediante paleomagnetismo (Burbank *et al.*, 1992a; apartado 9.3.1) con las dataciones existentes en la zona de Artesa de Segre (Meigs *et al.*, 1996), mediante una nueva cartografía que evidencia la existencia de importantes discrepancias en las dataciones de ambas zonas (apartado 9.3.2).

Estas discrepancias hicieron necesaria la búsqueda de nuevos datos geocronológicos que permitieran establecer un marco temporal coherente para la historia geológica de la región. Por este motivo se hizo una campaña de muestreo bioestratigráfico de micromamíferos que dio como resultado el descubrimiento de

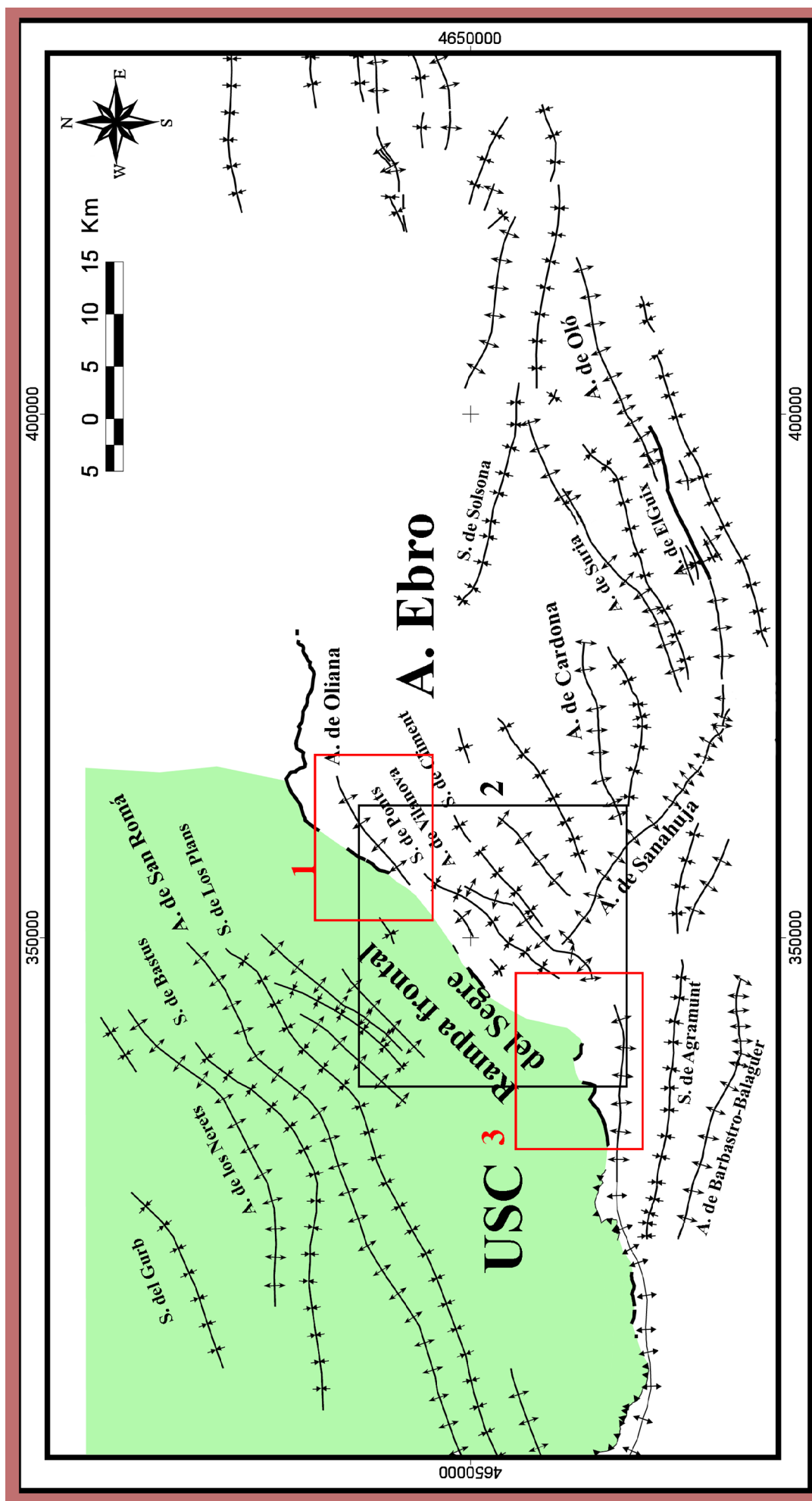


Figura 9.18: Síntesis cartográfica de los pliegues de dirección NE-SW en el autóctono del Ebro y en la USC. La cartografía de los pliegues en el autóctono del Ebro está tomada de la síntesis 1:50.000 de la serie MAGNA realizada por el dpto. de Mediambient de la Generalitat de Cataluña. Posición de los distintos mapas parciales de las figuras: 1) 9.19, 2) 9.20 3) 9.21

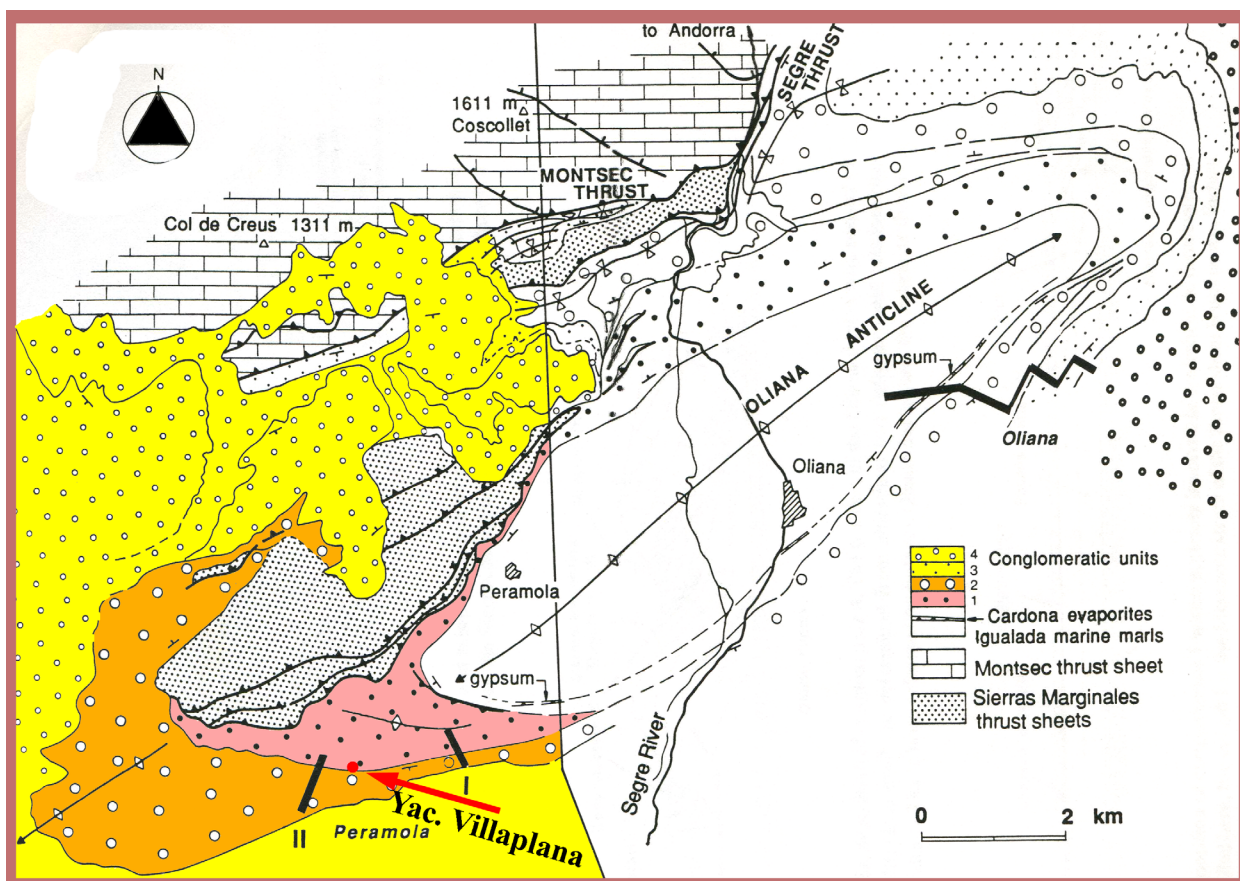


Figura 9.19: Mapa geológico del anticlinal de Oliana (Burbank *et al.*, 1992). Posición en la fig. 9.18 (1). En colores las unidades de Meigs *et al.* (1996).

un nuevo yacimiento denominado Villaplana en los sedimentos sintectónicos que rodean el anticlinal de Oliana (apartado 9.3.3). La edad indicada por este yacimiento (Oligoceno inferior) no es compatible con la interpretación que los autores previos han dado a los resultados paleomagnéticos de Oliana (Burbank *et al.*, 1992a).

A partir de los nuevos datos bioestratigráficos, hemos realizado una nueva correlación de unidades estratigráficas reinterpretando las sucesiones paleomagnéticas previas y propuesto una nueva cartografía de unidades tectosedimentarias basada en esta correlación (apartados 9.3.4 y 9.3.5). Esta nueva propuesta de datación para los conglomerados sintectónicos de Oliana, que sitúa el conjunto de sedimentos sintectónicos que rodean el anticlinal en edades más jóvenes, tiene una serie de implicaciones estructurales que se desgranán en el apartado 9.3.6.

Todo ello permite concretar mejor la edad y génesis del conjunto de pliegues oblicuos de dirección NE-SW de

la USC y del antepaís del Ebro, proponiéndose un nuevo mecanismo genético para interpretar la rampa de Oliana y el conjunto de pliegues de dirección NE-SW (apartado 9.4).

9.3.1. Descripción de la rampa de Oliana

Según Burbank *et al.* (1992a) la estructura profunda del anticlinal de Oliana se interpreta como un *duplex* antiformal en materiales de la Fm. Igualada, que presenta un importante desplazamiento sobre la rampa posterior a la génesis del *duplex*.

En superficie se expresa en un anticlinal de bloque superior, que en su evolución deja un registro de unidades conglomeráticas sintectónicas. Este *duplex* está situado en el *footwall* de un *imbricate stack* de cabalgamientos en la USC que también deforma las mismas unidades de conglomerados sintectónicos (cabalgamientos de Sierras Marginales 1 y 2 y Montsec, que se reúnen en el cabalgamiento del Segre).

Toda la estructura responde a mecanismos de deformación relacionados con la formación de la rampa lateral de la USC en su emplazamiento hacia el sur (Burbank *et al.*, 1992a; Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1999; etc.).

Burbank *et al.* (1992a) diferencian en el anticlinal de Oliana cuatro unidades de conglomerados sintectónicos (unidades 1 a 4) separados por discordancias mayores (fig. 9.19). Estas unidades son datadas mediante paleomagnetismo en el Eoceno superior (Priaboniense superior las unidades 1, 2 y 3), y Oligoceno inferior (base del Rupeliense la unidad 4).

Existe a grandes rasgos un acuerdo sobre la edad de emplazamiento de la USC entre los distintos autores que han trabajado en el sur de las unidades de Sierras Marginales. La traslación mayor de la USC se produciría entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Teixell y Muñoz, 2000; entre otros). El final de esta traslación estaría registrado en la Fm. Peraltilla del Oligoceno inferior reciente (Meigs, 1997). A partir de este momento, la lámina no avanza más y comienza a deformarse internamente junto con el autóctono del Ebro, que también estaba deformándose durante el emplazamiento de la USC. Esta deformación interna y progresiva en el tiempo se produce de distintas maneras y duraría al menos hasta algún momento del Mioceno ((Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Teixell y Muñoz, 2000).

Todos los autores citados asumen la hipótesis clásica de que el emplazamiento de la USC es en dirección sur. La edad más antigua atribuida a la deformación en la rampa de Oliana (supuesta rampa lateral de la USC fosilizada por conglomerados del Priaboniense) respecto a la rampa del sur de las Sierras Marginales (supuesta rampa frontal fosilizada por conglomerados del Oligoceno) ha servido para confirmar esta hipótesis.

Como veremos, la cartografía y la bioestratigrafía refutan estas dataciones diacrónicas y muestran en vez de ello una deformación sincrónica en ambas rampas.

9.3.2. Revisión de las dataciones existentes de las unidades sintectónicas desde Artesa del Segre hasta Oliana

Meigs *et al.* (1996) proponen tres unidades sintectónicas datadas mediante paleomagnetismo en el Oligoceno-Mioceno inferior en sedimentos de la cuenca del Ebro de la región Artesa de Segre limitando con la rampa de las Sierras Marginales de la USC (fig. 9.20). Estas dataciones son coherentes a grandes rasgos con las dataciones de unidades similares hacia el W en el autóctono deformado del Ebro, a lo largo del límite sur de la unidad de las Sierras Marginales desde Artesa del Segre hasta Barbastro (Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988).

Las distintas unidades sintectónicas de Oliana comentadas anteriormente y datadas en el Eoceno superior-Oligoceno inferior (Burbank *et al.*, 1992a) son correlacionables cartográficamente con las de Artesa de Segre (datadas en el Oligoceno inferior-Mioceno inferior; Meigs *et al.*, 1996), mediante el trabajo de Maestro *et al.* (2000) cuya cartografía solapa espacialmente con las de los trabajos citados. Esta correlación implica por tanto una discrepancia en las dataciones paleomagnéticas asignadas a las distintas unidades.

Podemos ver en el mapa de la figura 9.20 que la más reciente, la unidad 3 propuesta por Meigs *et al.* (1996, en amarillo en la fig. 9.20), datada del Chattienense inferior al Aquitaniense, se identifica en la cartografía de Maestro *et al.* (2000) y se puede continuar en dirección NE hacia Oliana en el mapa de Burbank *et al.* (1992a), donde se atribuye al Rupeliense inferior (en amarillo, figs. 9.19 y 9.21). Esta discrepancia en cuanto a las dataciones nos ha motivado la realización de una campaña de muestreo para obtener nuevos datos bioestratigráficos en los conglomerados continentales de la zona.

Esta campaña de muestreo ha tenido éxito en uno de los muestreos, encontrándose un nuevo yacimiento de microvertebrados denominado Villaplana

al pie de las escamas de Peramola en la unidad 1 de conglomerados de Burbank *et al.* (1992a). Presentamos a continuación los nuevos datos bioestratigráficos y sus implicaciones.

9.3.3. Nueva datación bioestratigráfica en Oliana, yacimiento de Villaplana

El nuevo yacimiento de microvertebrados fósiles de Villaplana se encuentra en las coordenadas UTM huso 31N, X: 354.014, Y: 4.655.036 (fig. 9.22) en un sedimento margoso lacustre situado a techo de una unidad conglomerática en su tramo final granodecreciente, sobre la que se dispone estratigráficamente otra unidad discordante de conglomerados groseros.

La fauna encontrada de interés bioestratigráfico se compone de dos familias de roedores (fig. 9.23). Estos datos son aportados a este trabajo por Nieves López Martínez (com. pers.):

1 Familia Cricetidae - *Atavocricetus atavoides*, Freudenthal (1996) *nomen nudum* de *Eucricetodon aff. alberti*, Peñalaz-Campomanes (1987). M1 sup. izq., de dimensiones 1,72 x 1,21 mm. Posee un ectolofo muy desarrollado, y su tamaño corresponde a los valores máximos respecto a la población-tipo de la especie descrita en Olalla-4, localidad del Oligoceno basal (MP21). La familia Cricetidae aparece en Eurasia en el Oligoceno inferior (Gran Ruptura de Stehlin).

2 Familia Theridomyidae - *Theridomys cf. T. calafensis*. M1-2 inf. dcho., de dimensiones 2,79 x --; H = 2,32. Es por tanto algo mayor que las poblaciones del Oligoceno basal-inferior de Aguatón (MP21) y Calaf (MP21/22).

La datación que indica esta fauna es Oligoceno inferior (MP21/22) o Rupeliense inferior, biozonas calibradas en el cron 12r por Barberá *et al.* (2001) correlacionado con la escala geomagnética global de Cande y Kent (1995) en una edad de 31-33 Ma.

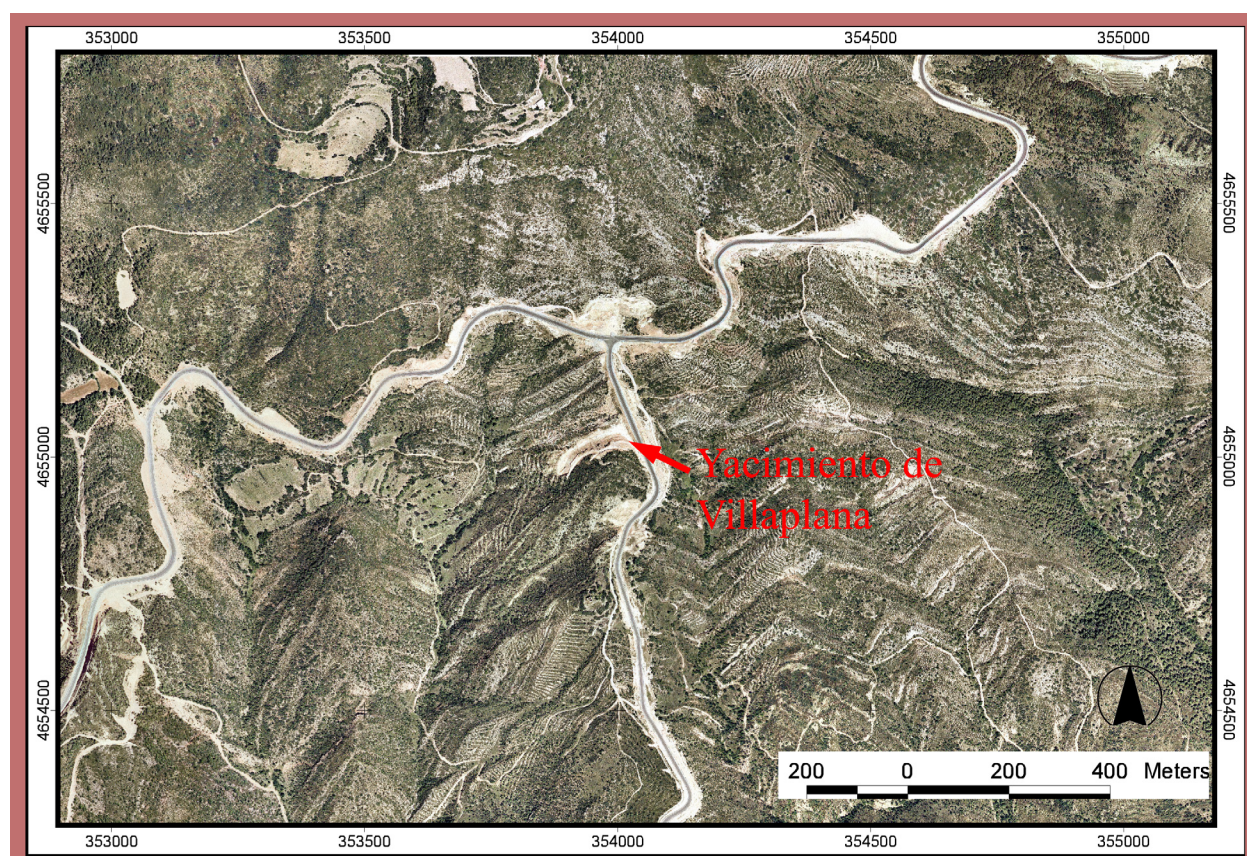


Figura 9.22: Posición del yacimiento de micromamíferos de Villaplana sobre Ortoimagen.

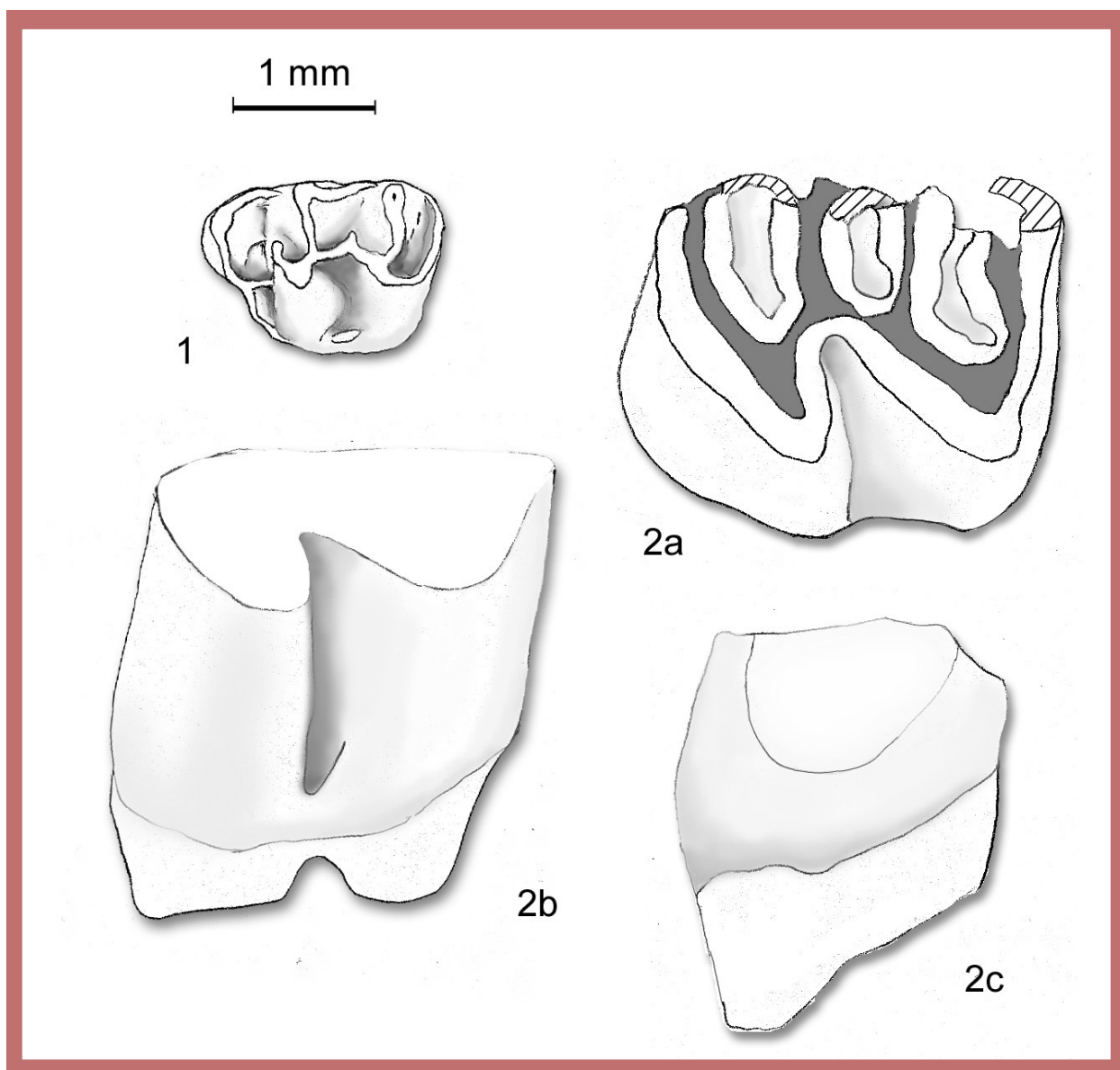


Figura 9.23: Dibujos de cámara clara de: 1 - *Atavocricetus atavoides*, Freudenthal (1996) *nomen nudum* de *Eucricetodon aff. alberti*, Pelaez-Campomanes (1987). M1 sup. izq y 2 - *Theridomys cf. T. calafensis*. M1-2 inf. dcho., provenientes ambos del yacimiento de Villaplana. Realizados por Nieves López Martínez.



Figura 9.24: Vista panorámica hacia el NE del yacimiento de Villaplana, se han señalado tanto las discordancias progresivas por encima del yacimiento como las "láminas de Peramola" al fondo. Fotografía realizada por Nieves López Martínez.

Este yacimiento se encuentra en la unidad de conglomerados 1 muy cerca del techo de la unidad denominada como conglomerados 2 en el trabajo de Burbank *et al.* (1992a) (figs. 9.19, 9.22 y 9.24). La edad de esta unidad conglomerática 1 a partir de tres zonas de muestreo paleomagnético distinto es Priaboniense según Burbank *et al.* (1992a), interpretando estos autores un marco temporal en el que las unidades conglomeráticas 1 a 3 son priabonienses y la base de la cuatro se sitúa próxima al límite Eoceno-Oligoceno.

Esta segunda discrepancia de edades nos motiva a realizar una correlación temporal de las unidades conglomeráticas sintectónicas a partir de los datos existentes.

9.3.4. Correlación de unidades tectosedimentarias en la Cuenca del Ebro

La correlación de las unidades estratigráficas de la cuenca del Ebro datadas cerca de su límite con las rampas de la USC en las Sierras Marginales y Oliana se ha realizado sobre la escala geomagnética global de Cande y Kent (1995), y las edades comentadas a continuación están recalibradas sobre esa escala (gráfico fig. 9.25). Los datos en los que se basa esta correlación propuesta aquí proceden de:

1-Datos paleomagnéticos de Meigs *et al.* (1996) en Artesa de Segre.

2-Datos paleomagnéticos Meigs (1997) al N de Alfarrás, inmediatamente al W de la anterior.

3-Datos estratigráficos datados con dos yacimientos paleontológicos y cartográficos de Senz y Zamorano (1992) cerca de Peralta de la Sal, inmediatamente al W de la anterior.

4-Datos paleomagnéticos reinterpretados de Burbank *et al.* (1992a) en Oliana (fig. 9.19).

5-Nuevos datos bioestratigráficos del yacimiento de Villaplana (apartado 9.3.3).

Se indican además las posibles correlaciones de estas unidades con las propuestas por Pardo *et al.* (2004) más al W de la cuenca del Ebro, y por Del Santo *et al.* (2000) más al E hacia Cardona.

En la zona de Artesa de Segre, la edad de la unidad 1 de Meigs *et al.* (1996, figs. 9.20 y posición en fig. 9.18) comenzaría en el Bartonense medio, y tiene dos posibilidades de correlación para su límite superior: o Rupeliense inferior o justo en el límite Eoceno-Oligoceno. Los autores favorecen la primera hipótesis, que es también la utilizada en el presente trabajo (desde la base del cron 16N al cron 12 N). La unidad 2 se situaría entre el Rupeliense superior y el límite Rupeliense-Chattienense (empieza en el cron 11N y abarca casi todo el cron 10). La unidad 3 tendría una edad intra-Chattienense (desde el cron 9N al 7N). Las tres unidades están separadas por discontinuidades mayores, con hiatos temporales entre ellas.

En la zona de Alfarrás, Meigs (1997) propone otras tres unidades tectosedimentarias datadas mediante paleomagnetismo. La unidad 1 iría del cron 13N al 10R y se extiende a lo largo de casi todo el Rupeliense (con la calibración antigua de Cande y Kent, 1992 comenzaba en el Priaboniense). Las unidades 2 (del cron 9R al final del 9N) y 3 (del inicio del cron 8R hasta el 8N) tienen una edad intra-Chattienense.

En una zona más al W, el complejo sedimentario de Peraltila de Senz y Zamorano (1992) es datada mediante correlación cartográfica con el yacimiento de Peraltila (Alvarez Sierra *et al.*, 1987) situado en calizas a techo de la Fm. Barbastro (Calizas de Peraltila) y de edad MP 23 (Rupeliense medio según Cuenca *et al.*, 1992). El Complejo Sedimentario de Sariñena de Senz y Zamorano (1992) es datado en su techo con el yacimiento clásico de Santa Cilia de edad MN 1 (base del Aquitaniense según Cuenca *et al.*, 1992).

La correlación de estas unidades con las de Burbank *et al.* (1992a) requieren su recalibración a partir de la nueva datación bioestratigráfica de Villaplana de edad Rupeliense inferior, situado a techo de la unidad 1. La correlación magnetoestratigráfica del tramo correspondiente, en base a los datos de estos autores, presenta dos niveles de magnetismo normal separados por uno de magnetismo inverso, lo que se situaría entre el cron 12 R y 13N. La unidad 2 se situaría entre el cron 9R y el 12N, con una edad Ru-

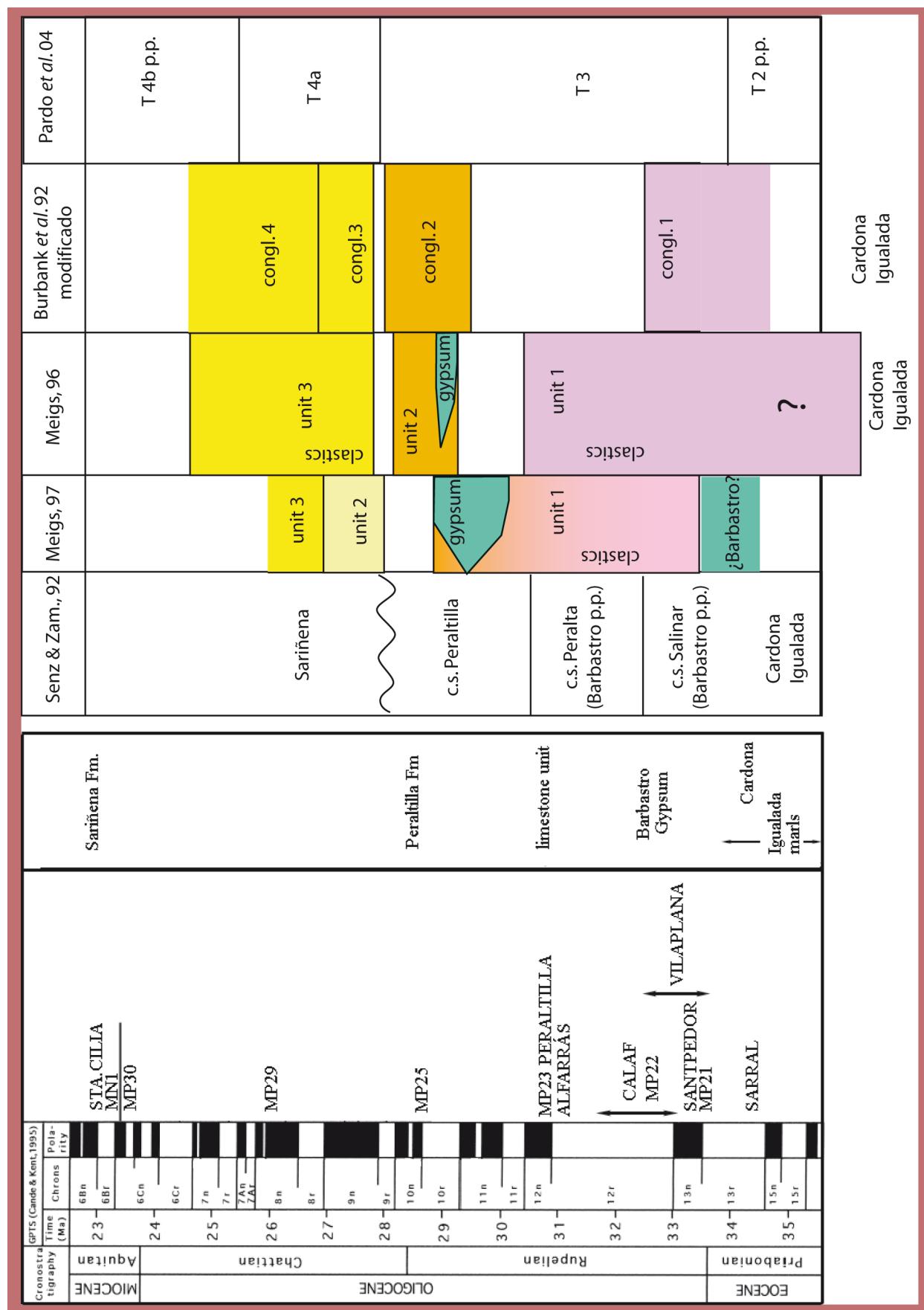


Figura 9.25: Correlación de las distintas unidades tectosedimentarias, descripción detallada en apartado 9.3.4.

pelicense superior-Chattiense. La unidad 3 se situaría entre el 9R y 8R de manera tentativa y por correlación. Por último, la unidad 4 se sitúa por correlación equivalente a la 3 de Meigs *et al.* (1996) y por tanto entre la base en el Cron 8R y el techo entre el 6Cr y 7N, ambas con edad intra Chattiense. Recordamos que estas unidades tenían según Burbank *et al.* (1992a) una edad priaboniense para las unidades 1, 2 y 3, y base del Rupe-liense para la 4.

Las correlaciones establecidas con estas dataciones definen una serie de hiatos estratigráficos entre unidades tectosedimentarias (fig. 9.25). El hiato que aparece ahora entre las unidades 1 y 2 de Burbank *et al.* (1992a) es mucho mayor tras la nueva correlación, lo cual coincide muy bien con lo observado en la cartografía, pues las discordancias cartográficas mayores en esta zona se sitúan entre estas dos unidades. El conjunto de hiatos resultantes de esta correlación aumentan en amplitud temporal, primero de oeste a este y luego inversamente hacia el oeste.

A grandes rasgos, pero de manera coherente, la unidad 3 de Meigs *et al.* (1996) coincidiría con la unidad T4 de Pardo *et al.* (2004) y la unidad 2 y parte superior de la 1 de Meigs *et al.* (1996) con la T3 de Pardo (2004). Las unidades de conglomerados 1 y 2 de Burbank *et al.* (1992a) en Oliana corresponderían a la T3 de Pardo (2004) y las 3 y 4 con la T4 (ver correlación de la fig. 9.25).

Hacia el E, en la zona de Cardona, Del Santo *et al.* (2000) correlacionan una serie de unidades de la sucesión terciaria del Ebro con los distintos yacimientos de la zona. Así, las unidades U4, U5 y U6 más jóvenes que proponen las correlacionan con los yacimientos de Santpedor (MP 21) y Calaf (MP 22) del Oligoceno inferior según Cuenca *et al.* (1992) y por tanto equivalentes de la unidad 1 de Meigs *et al.* (1996).

Hay que destacar que según este cuadro de correlación de la fig. 9.25, el complejo sedimentario de Sariñena en el W es equivalente temporal de parte de la Fm. Solsona en el W (Vergés, 1999, unidades de conglomerados 3 y 4, ver fig. 9.19). La evolución del frente de

cabalgamientos de la USC en la rampa del Segre y en el Pirineo Oriental resulta así recalibrada y sincrónica mediante la datación de estos conglomerados de la Fm. Solsona y sus equivalentes laterales (conglomerados de Berga, etc.). No existe ninguna otra datación bioestratigráfica aparte de la nueva datación de Villaplana a lo largo de todo ese frente (Cuenca *et al.*, 1992; Barberá *et al.*, 2001; Pardo *et al.*, 2004).

9.3.5. Cartografía extendida de las unidades tectosedimentarias de Meigs *et al.* (1996)

En los mapas de las figuras 9.26a y b se representa una nueva cartografía geológica de la zona de la cuenca del Ebro entre Artesa del Segre, Oliana y Cardona, realizada a partir de las cartografías 1:50.000 en formato vectorial ofrecidas por el departamento de medio ambiente de la Generalitat de Cataluña, a partir de las cartografías existentes y del trabajo de correlación de unidades tectosedimentarias presentado en el apartado 9.3.4 (fig. 9.25). Los límites exactos de cada unidad representada en el mapa pueden variar localmente, al no haber sido realizado trabajo de campo específico para corroborarlos; aun así, el resultado final resulta coherente con la fotointerpretación y la cartografía existente en general y han sido pocas las dificultades encontradas en su realización, pues los mapas utilizados estaban previamente homogeneizados por el organismo que gratuitamente los ofrece, e incluso en las hojas 291, 328 y 329 (Oliana, Artesa y Pons, respectivamente) se reconocen fácilmente las unidades y líneas de capa cartografiadas en los mapas de Maestro (2000, fig. 9.21), Meigs *et al.* (1996, fig. 9.20) y Burbank *et al.* (1992a, fig. 9.19).

Las unidades cartográficas utilizadas son las definidas en Artesa de Segre por Meigs *et al.* (1996), fácilmente reconocibles hacia el W en las cartografías ya comentadas de Meigs (1997), Senz y Zamorano (1992), Martínez Peña y Pócoví (1988) y correlacionadas en su continuación en las Sierras Exteriores en el margen sur de la cuenca de Jaca (Teixell,

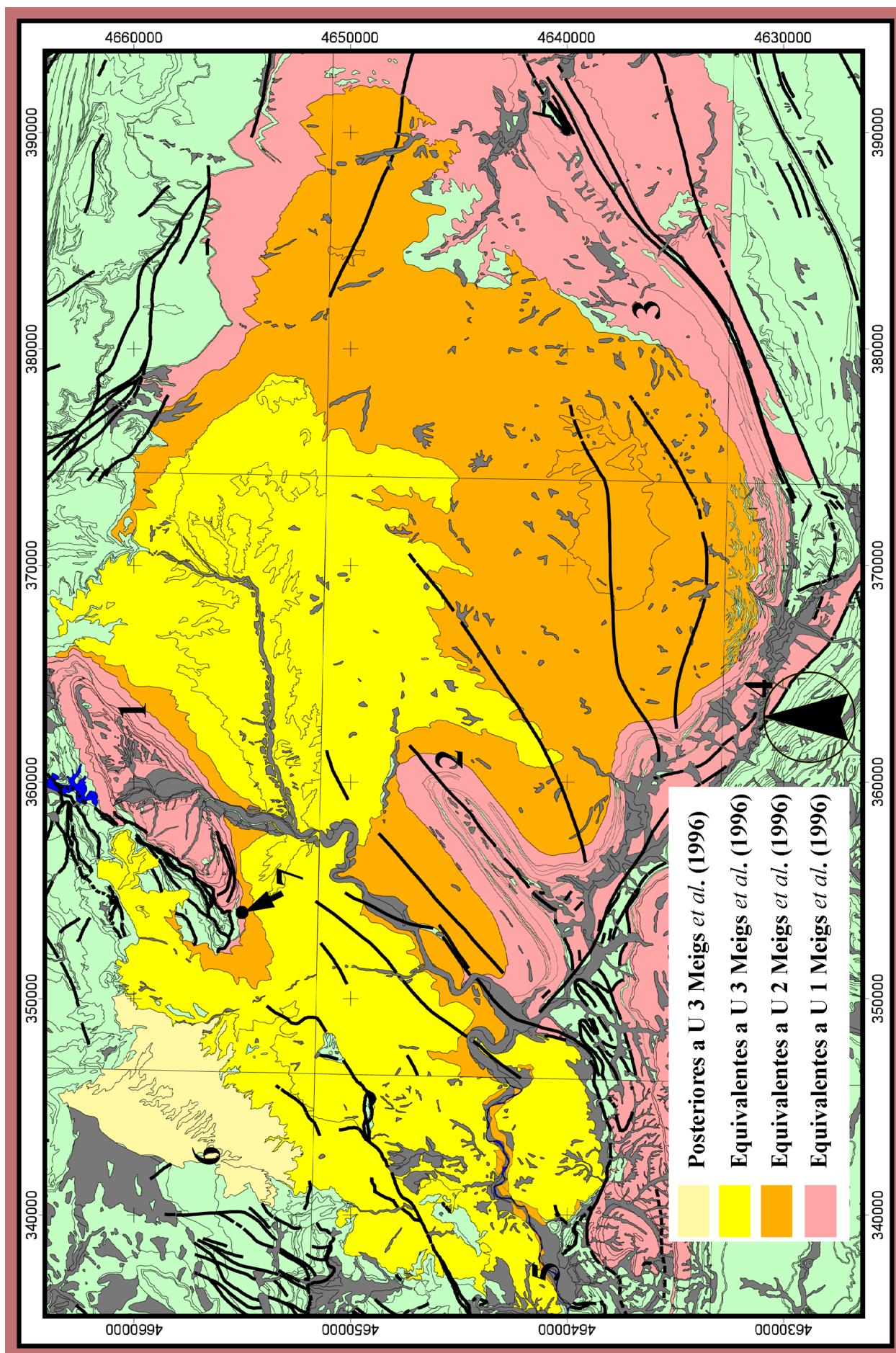


Figura 9.26 a: Mapa geológico de parte del N de la cuenca del Ebro en el que se han cartografiado las unidades tectosedimentarias de Meigs et al. (1996) y equivalentes (fig. 9.25).

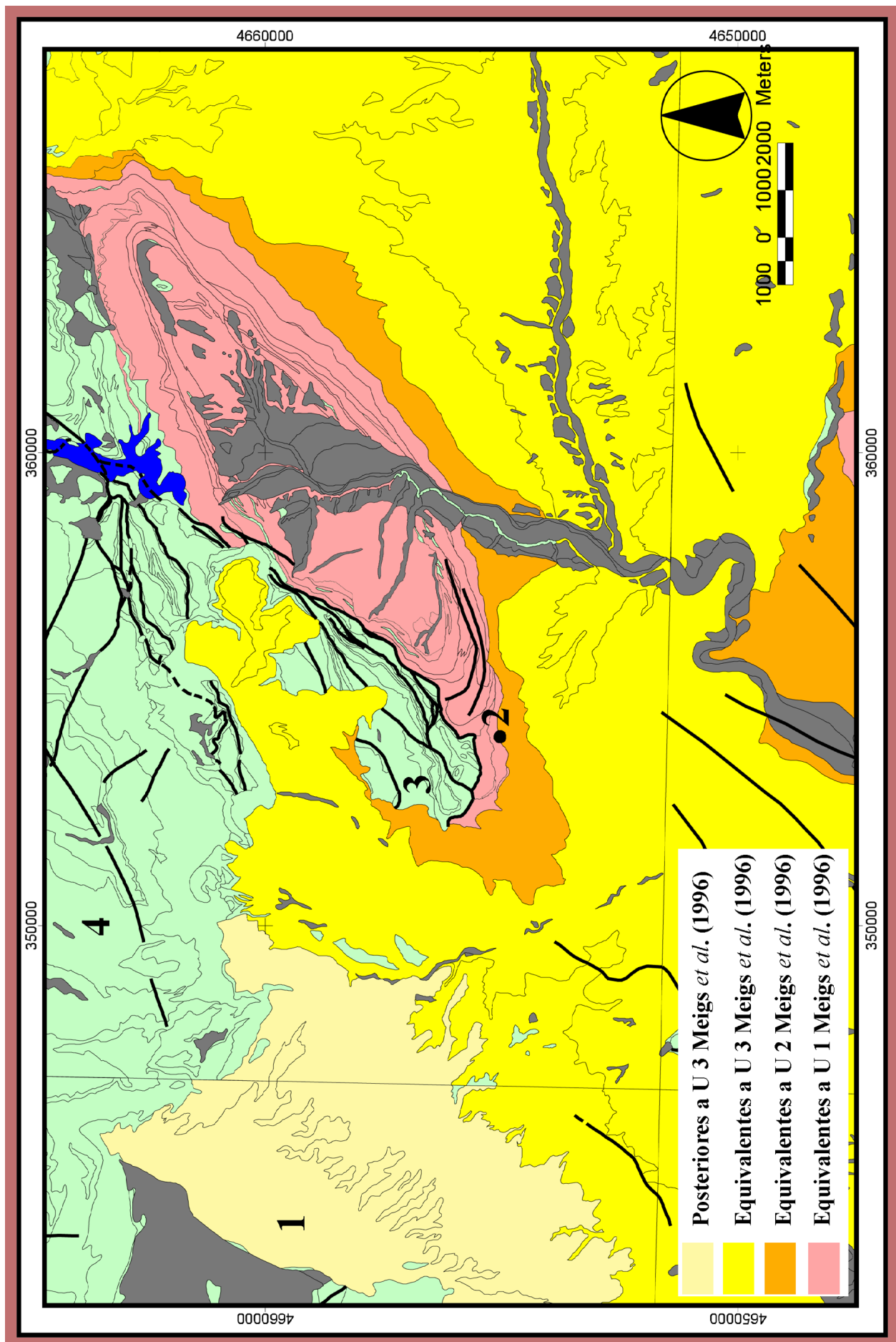


Figura 9.26 b: Mapa geológico de parte de la rampa de Oliana en el que se han cartografiado las unidades tectosedimentarias de Meigs *et al.* (1996) y equivalentes (fig. 9.25).

En la figura 9.26 a: Cartografía base tomada de la serie magna digital del Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Catalunya. 1) A. de Oliana, 2) A. de Vilanova, 3) A. de Cardona, 4) A. de Sanahuja, 5) Artesa del Segre, 6) Comiols, 7) Yac. Villaplana.

En la figura 9.26 b: Cartografía base tomada de la serie magna digital del Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Catalunya. 1) Comiols, 2) Yac. Villaplana, 3) "Escamas de Peramola", 4) USC, Isona.

1996; Millán Garrido *et al.*, 2000; Millán Garrido *et al.*, 1996; Pardo *et al.*, 2004; entre otros). Las equivalencias cartográficas y de edad aproximadas de estas unidades que se han realizado son (fig. 9.25):

- Unidad 1 de Meigs *et al.* (1996), en morado claro en todas las figuras: correlacionada a lo largo del anticlinal de Sanahuja mediante las cartografías de la serie Magna y hasta Cardona a partir de las correlaciones de Del Santo *et al.* (2000). En el anticlinal de Oliana, esta unidad estaría representada por la Fm. Margas de Igualada y la unidad de conglomerados 1 de Burbank *et al.* (1992a). Como se comentó anteriormente, el yacimiento de Villaplana se sitúa en su techo (ver fig. 9.26 b).

- Unidad 2 de Meigs *et al.* (1996), en naranja en todas las figuras: correlacionada alrededor del anticlinal de Vilanova y hacia Cardona a partir de la cartografía de Maestro (2000) y de las series Magna. En el anticlinal de Oliana correlaciona aproximadamente con la unidad 2 discordante de Burbank *et al.* (1992a). Este cuerpo representaría la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996).

- Unidad 3 de Meigs *et al.* (1996), en amarillo en todas las figuras: correlacionada mediante la cartografía de Maestro (2000) con las unidades de conglomerados 3 y 4 de Burbank *et al.* (1992a) en Oliana, y más al Este casi hasta la localidad de Solsona alrededor del anticlinal de Vilanova a partir de las series Magna (fig. 9.26 a).

Después de esta correlación cartográfica, todavía quedarían estratigráficamente por encima de estas unidades los conglomerados más altos que cubren el Montsec a la altura de la localidad de Comiols y cuya edad es desconocida (fig. 9.26). Dentro de este marco cartográfico corresponderían al Chattien superior o al Mioceno inferior, lo que coincidiría con

la atribución de edad de los denominados "conglomerados de Graus" al W del Montsec, ya en Huesca, (Martínez Peña y Pocoví, 1988). Estos "conglomerados de Graus" por correlación cartográfica se sitúan por encima del yacimiento de Santa Cilia (edad MN 1, Aquitaniense inferior según Cuenca *et al.*, 1992) y recubren la estructura del Montsec en la zona de Tolva pero están deformados posteriormente (Teixell y Muñoz, 2000). Por tanto están en una situación estructural similar a los conglomerados de Comiols.

Según esta propuesta de correlación y cartografía de unidades tectosedimentarias, todo el frente de cabalgamientos de la USC tendría una evolución temporal muy similar desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior para todo su contorno (fig. 9.26), lo que resulta asimismo coherente con las unidades tectosedimentarias involucradas en el frente de las Sierras Exteriores en la Cuenca de Jaca (Pardo *et al.*, 2004). Esta propuesta implica que no hay una diacronía importante en la tectónica sinsedimentaria entre la rampa del Segre y las rampas meridionales de las Sierras Marginales y Sierras Exteriores aragonesas, aunque pueda existir una migración de la deformación en el tiempo dentro de este intervalo temporal en la larga rampa meridional, como detectan Millán *et al.* (2000).

9.3.6. Implicaciones estructurales de la cartografía propuesta

A continuación se van a desglosar una serie de implicaciones sobre el modelo de deformación de la USC y su antepaís de la cuenca del Ebro, que se deducen de manera relativamente directa a partir de la nueva datación aportada por el yacimiento de Villaplana y de la correlación de unidades temporales y cartográficas realizada anteriormente. Sólo se van a comentar aquellas implica-

ciones relativas a la evolución estructural de la USC, y no se hará mención a otras cuestiones relativas a la paleogeografía, correlación de unidades en detalle o evolución temporal del relleno de la cuenca del Ebro, por considerarse fuera del contexto del presente trabajo y merecedoras de un detallado análisis.

Las implicaciones estructurales en el entorno de la USC serán comentadas de manera general, asignando grandes conjuntos de estructuras a estilos de deformación definidos, sobre el marco temporal y geométrico coherente con el modelo que se está desarrollando a lo largo de este trabajo, sin realizar un pormenorizado estudio de cada estructura ni un desarrollo en profundidad de la geometría tridimensional resultante.

Tras el estudio de las implicaciones que los datos presentados anteriormente tienen sobre el emplazamiento de la USC y la deformación del antepaís del Ebro, realizaremos una nueva propuesta de interpretación del modelo de deformación.

9.3.6.1. Emplazamiento de la USC

En los trabajos previos, el emplazamiento de la USC se consideraba diacrónico, emplazándose primero la rampa oblicua de Oliana en el Priabonense (Burbank *et al.*, 1992a) y posteriormente la rampa meridional de Sierras Marginales en el Oligoceno inferior (Meigs *et al.*, 1996).

Como se ha indicado anteriormente, la nueva propuesta cronoestratigráfica y cartográfica indica que el intervalo temporal en el cual se registra actividad estructural mediante sedimentos claramente sintectónicos es por el contrario muy similar en las Sierras Marginales y en la rampa de Oliana. Las unidades tectosedimentarias son correlacionables y por tanto la actividad estructural de la rampa de Oliana y las Sierras Marginales también, dentro del mismo marco temporal.

La unidad 2 de Meigs *et al.* (1996), y sus equivalentes temporales según el cuadro cronoestratigráfico de la fig. 9.25, representa estructuralmente el final del emplazamiento de la USC y el comienzo de la deformación interna, tanto en

Oliana como en las Sierras Marginales según sus respectivos autores (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Burbank *et al.*, 1992a; ver figs. 9.28 y 9.29, con posición en la fig. 9.27). Dado que en ambas rampas esta deformación tiene la misma edad (final del Rupeliense, Oligoceno inferior reciente), de ello se deduce que el final del emplazamiento de la USC es aproximadamente simultáneo tanto en Sierras Marginales como en la rampa de Oliana.

Con ello se invalida uno de los criterios que sugerían el emplazamiento hacia el sur de la USC, la supuesta diacronía entre una rampa de Oliana más antigua y otra rampa meridional más reciente. Si ambas son de edad similar no puede utilizarse este criterio para afirmar la supuesta dirección sur de emplazamiento de la USC que no se apoya en datos de observación (y resulta únicamente una dirección en la que medir un acortamiento mínimo; cf. Burbank *et al.*, 1992a: 7).

9.3.6.2. Deformación interna de la USC y antepaís autóctono del Ebro

En la unidad de las Sierras Marginales de la USC, el acortamiento total calculado en dirección N-S posterior al emplazamiento se sitúa alrededor de los 6 kilómetros desde el flanco norte del Montsec hasta el anticlinal de Barbastro (Meigs *et al.*, 1996; Teixell y Muñoz, 2000) (fig. 9.28). Esta deformación en las Sierras Marginales se puede dividir en dos grandes fases según Meigs *et al.* (1996):

- La primera fase con acortamiento de 2.5 km aproximadamente, estaría representada por la unidad conglomerática 2 de Meigs *et al.* (1996); se resuelve fundamentalmente en cabalgamientos fuera de secuencia y en deformación incipiente en el autóctono del Ebro (en los anticlinales de Sanahúja y Barbastro), aunque conlleva una ligera traslación sobre el plano de cabalgamiento de Sierras Marginales.

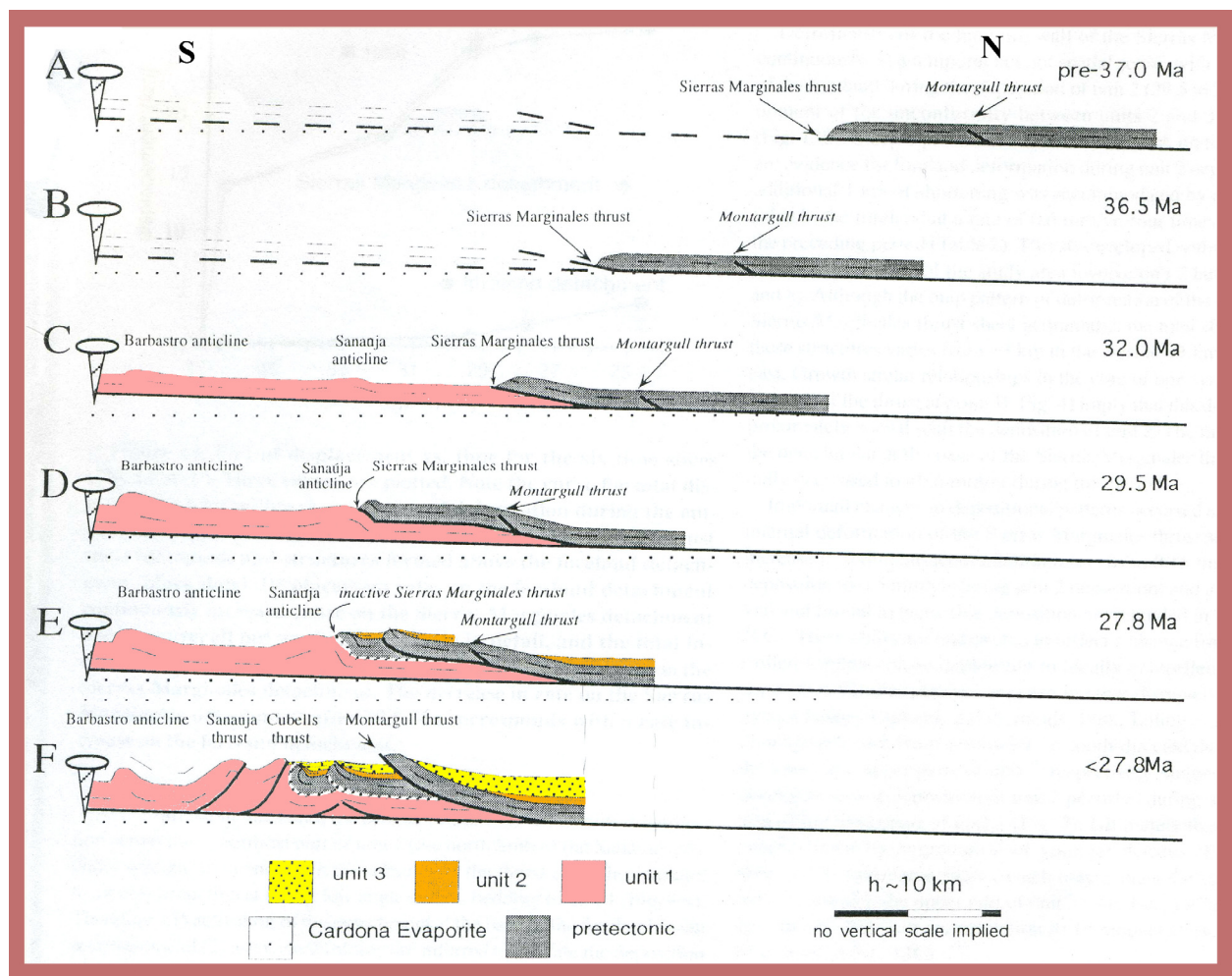


Figura 9.28: Evolución estructural del margen sur de la USC, en colores las unidades 1, 2 y 3 de Meigs *et al.* (1996). Posición en la fig. 9.27 (3), modificado de Meigs *et al.* (1996)

- La segunda fase supone hasta 3.5 km de acortamiento, y se produce durante y después de la sedimentación de la unidad conglomerática 3 de Meigs *et al.* (1996); se resuelve fundamentalmente en el avance de los cabalgamientos fuera de secuencia, el comienzo del funcionamiento de Sanaúja y Cubells como retrocabalgamientos y principalmente en el crecimiento del anticlinal de Barbastro (fig. 9.28 F).

Esta evolución estructural de grandes unidades es aceptablemente coherente con los trabajos y propuestas realizadas en otros lugares de las denominadas Sierras Marginales (Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Teixell y Muñoz, 2000).

En la rampa de Oliana, la primera fase estaría representada por la unidad 2 de Burbank *et al.* (1992a), equivalente a la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996); está ligada fundamentalmente a la génesis del *horse I* del *duplex* antiformal y del *imbricate stack* en la rampa de la USC que Burbank *et al.* (1992a) proponen como solución en profundidad. El acortamiento calculado a partir de cortes compensados en dirección N-S por estos autores para ese intervalo temporal es de casi 12 km (fig. 9.29 b). La segunda fase en Oliana, representada por las unidades conglomeráticas 3 y 4 de Burbank *et al.* (1992a), se asocia al fin de la evolución del mencionado *horse I* y a traslación sobre la rampa del sistema (fig. 9.29 a). El acortamiento calculado en el mismo corte compensado supone más de 12 km en dirección N-S.

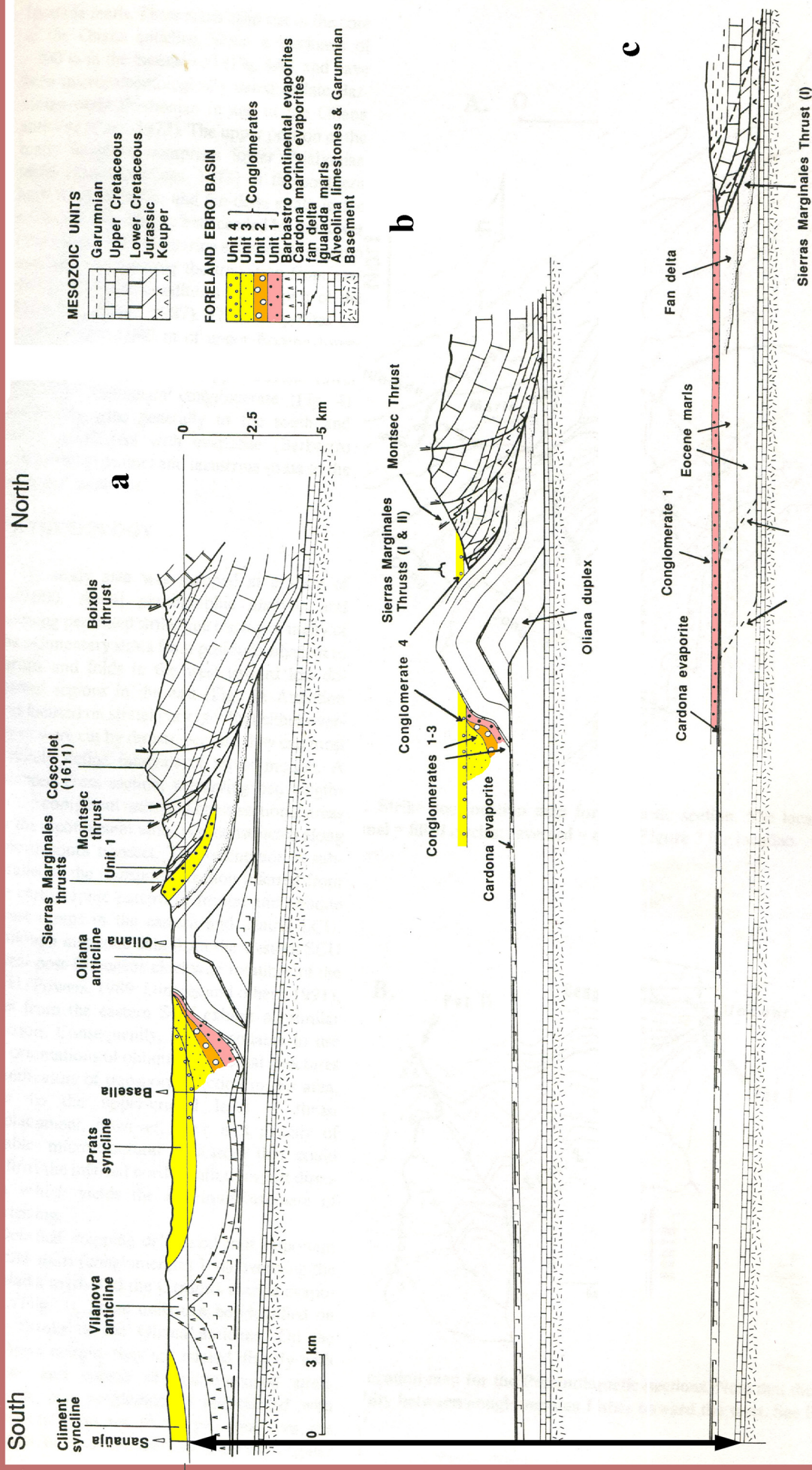


Figura 9.29: Evolución estructural de la rampa de Oliana, en colores las unidades 1, 2 y 3 de Meigs *et al.* (1996), código igual al de la fig. 9.26. Posición en la fig. 9.27 (1), modificado de Burbank *et al.*, 1992.

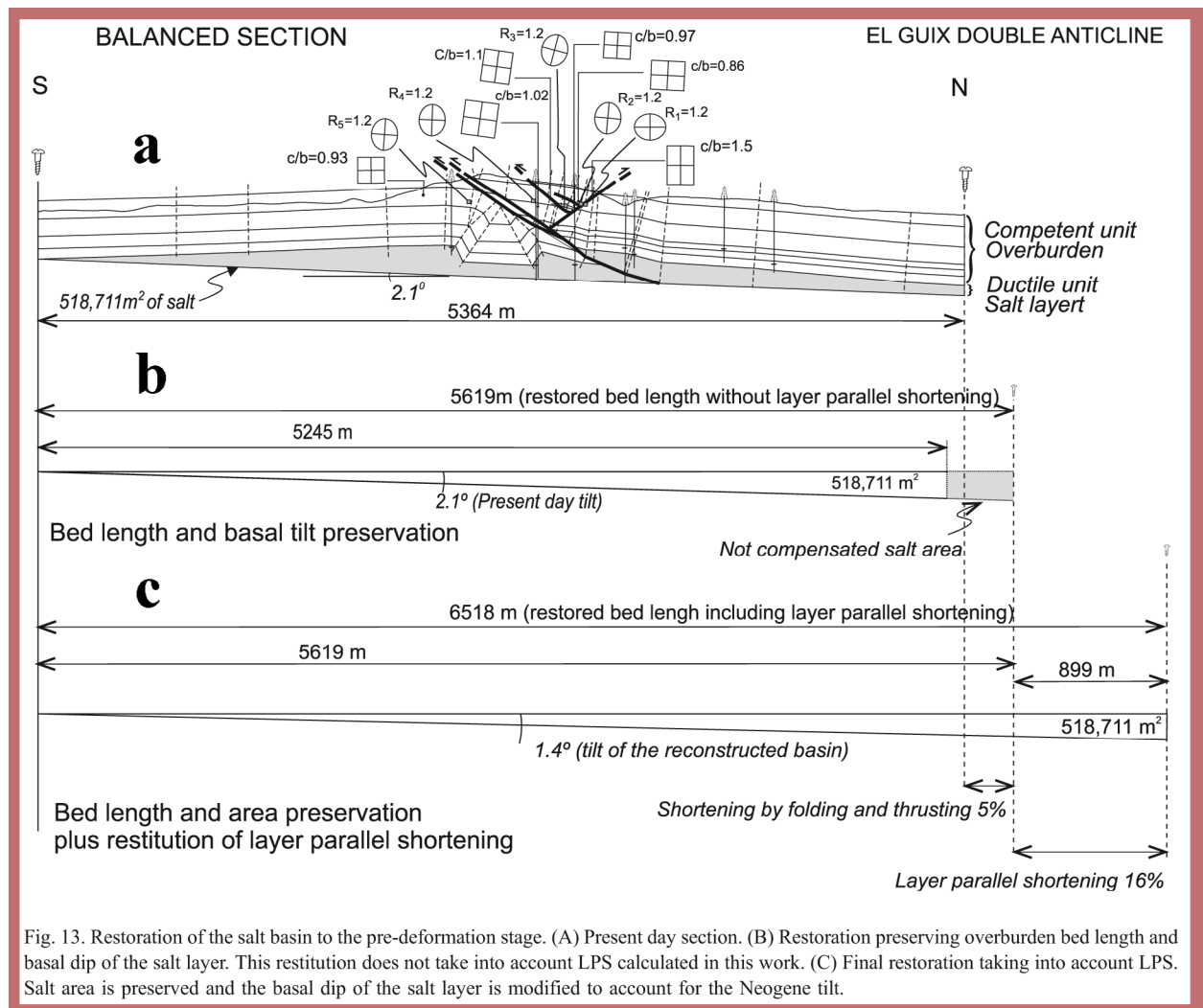


Figura 9.30: Tomado de Sans *et al.* (2003) donde se muestran las diferentes magnitudes de acortamiento y su acumulado en función de los parámetros de restitución para la estructura de El Guix (a), b) únicamente mecánica c) con *layer parallel shortening*. Posición en la fig. 9.27 (2).

En el corte compensado que realizan estos autores no se incluye el acortamiento producido por el plegamiento de los conglomerados superiores de Comiols asignados aquí al Chattienense superior-Aquitaniense.

En este momento o posteriormente es cuando comienza la génesis de los anticlinales de dirección NE-SW de la Cuenca del Ebro (Vilanova, Cardona, etc.), según Burbank *et al.* (1992a).

Por tanto, durante el emplazamiento y deformación de la USC y del antepaís del Ebro se ha estimado un acortamiento mínimo en dirección N-S bastante inferior en la rampa meridional en Artesa (2,5 + 3,5 = 6 km) que en la rampa oriental de Oliana (12+12 = 24 km).

9.3.6.3. Marco temporal del conjunto de pliegues oblicuos NE-SW

Estos pliegues se desarrollan en la USC y en el autóctono del Ebro con posterioridad al emplazamiento de la USC. Como se ha comentado, la edad de estas estructuras en la "cuenca catalana" del Ebro hasta ahora se relacionaban con las edades de evolución propuestas en la rampa de Oliana por Burbank *et al.* (1992a), que sitúan el comienzo de su evolución en los equivalentes a su unidad 4 de conglomerados o incluso posterior.

En los perfiles sísmicos de esta zona de la cuenca del Ebro se observan datos que permiten precisar la génesis de estos pliegues:

1 - En ninguna de las líneas sísmicas públicas observadas que atraviesan estos pliegues se encuentran discordancias progresivas en profundidad que permitan ser atribuidas al crecimiento de estas estructuras.

2 - En estas líneas sísmicas, las zonas profundas tienen relativa buena señal y es fácil distinguir el nivel de despegue sobre el que se encuentran los pliegues. Hacia superficie, estas líneas cada vez presentan más ruido sísmico y es difícil distinguir reflectores coherentes.

Algunos ejemplos serían las líneas 13 y 14 (Op. URT, año 1977, proyecto Cataluña) que pasan parcialmente por encima de las estructuras de Climent, Vilanova y Ponts, o la línea 2b (Op. URT, año 1977, proyecto Cataluña) al norte del sinclinal de Ponts, en donde apenas se aprecia siquiera el propio sinclinal, ya que tiene que haber terminado antes hacia el sur. Las tres líneas sísmicas tienen una dirección aproximada E-W.

3 - Para el anticlinal de Vilanova, Vergés (1999) presenta un trazado de reflectores en profundidad a partir de una línea sísmica cedida por la empresa SúrIAK que cruza esta estructura en dirección E-W en su segmento más al norte. En esta interpretación se observa claramente que no existen discordancias importantes en la parte inferior de la serie plegada que el autor atribuye a las formaciones Barbastro y Solsona. Por otro lado, se observa una ligera discordancia en su interpretación en los reflectores más altos, cerca de la superficie, pero ese reflector no está atribuido a una edad concreta.

A partir de las distintas cartografías geológicas generales tampoco se observan discordancias cartográficas importantes que pudieran indicar un crecimiento gradual de estas estructuras. Esto parece claro en los sinclinales de Ponts o San Climent.

Sólo en los trabajos de Del Santo *et al.* (2000) se hace mención a una discordancia progresiva que se sigue a lo largo de 4 o 5 km en el flanco SE de la estructura de Cardona. Esta discordancia afecta a sus unidades 4 y 5, incluidas dentro de

la unidad 1 de Meigs *et al.* (1996). Esta discordancia en todo caso es una parte menor del relieve estructural que genera la estructura de Cardona, que llega a los 1.5 km (Sans, 2003) y en ningún caso es citada ni reconocida en ninguno de los estudios estructurales que sobre esta estructura y otras similares se han realizado (Vergés, 1999; Vergés *et al.*, 1992; Sans, 2003; Sans *et al.*, 2003). Además, esta discordancia no está presente según los propios autores en la estructura que estudian más hacia el SE y a apenas 10 km de la anterior.

Aparte de esta discordancia menor, los pliegues de dirección NE-SW de la cuenca del Ebro entre Oliana y Cardona son en lo fundamental posteriores a la unidad 1 de Meigs *et al.* (1996), en consonancia con lo observado en la sísmica y cartografías de la zona. Los niveles estratigráficos más recientes propuestos para la cuenca del Ebro en este sector, constituidos por la unidad 3 de Meigs *et al.* (1996) y sus equivalentes cartográficos, sí parecen discordantes sobre todos los demás materiales sobre los que se apoyan, incluido el extremo NE del anticlinal de Vilanova (ver fig. 9.26). Sin embargo, independientemente de que sean o no discordantes y por tanto sintectónicos con la génesis de estas estructuras, es evidente a partir de la cartografía que también están deformados por estos pliegues.

Así pues, el marco temporal disponible para la datación de esta deformación dúctil no está muy bien acotado, siendo posterior a unidad 1 y activa durante y después de la unidad 3 de Meigs *et al.* (1996). Esto quiere decir que la actividad comienza después del Oligoceno inferior reciente, entre el Oligoceno superior-Aquitaniense inferior y/o posteriormente, posterior en todo caso al emplazamiento de la USC. Este tren de pliegues oblicuos en la USC-antepaís del Ebro indican claramente un acortamiento en dirección NW-SE durante un lapso temporal que incluye las unidades de conglomerados 2 y 3 de Meigs *et al.* (1996), al menos desde el Oligoceno inferior reciente hasta después del Aquitaniense.

9.4 Discusión y propuesta estructural para la deformación tardía en la USC

9.4.1 Comparación de los distintos datos de acortamiento en Sierras Marginales-Rampa del Segre

Como anteriormente se comentaba, durante el lapso temporal que va desde el emplazamiento de las Sierras Marginales hasta la actualidad el acortamiento total en dirección N-S es de una magnitud aproximada de 6 o 7 km en un corte que incluye desde el flanco norte del Montsec hasta el anticlinal de Barbastro en la zona de Artesa del Segre (Meigs *et al.*, 1996; Teixell y Muñoz, 2000) (fig. 9.28 D-E-F). Sin embargo, para el mismo lapso temporal el acortamiento calculado en dirección N-S por Burbank *et al.* (1992a) en la misma región de la lámina supera los 24 km en Oliana (fig. 9.28 a y b):

- Para la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996) y equivalentes el acortamiento calculado por Meigs *et al.* (1996) en dirección N-S en Artesa de Segre es de 2.5 km y de 12 km aprox. para un corte en Oliana (Burbank *et al.*, 1992a).

- Para la unidad 3 de Meigs *et al.* (1996) y equivalentes el acortamiento calculado por Meigs *et al.* (1996) en dirección N-S en Artesa de Segre es de 3.5 km y superior a 12 km para un corte en Oliana (Burbank *et al.*, 1992a).

Hay que puntualizar que estos cortes geológicos son en dirección prácticamente N-S (fig. 9.27) y que en dirección perpendicular al anticlinal de Oliana el acortamiento tiene que decrecer, asumiendo un emplazamiento y deformación en dirección sur.

Los acortamientos en el autóctono del Ebro en forma de anticlinales de dirección NE-SW no son excesivos pero sí significativos. Los estudios de detalle de estructuras como la de El Guix, Cardona o Suria proponen acortamientos de casi 300 metros en dirección perpendicular a las estructuras mediante la restitución de cortes compensados (anticlinal de El Guix, Sans *et al.*, 2003; ver fig. 9.30).

Además, estos autores proponen cantidades de hasta dos e incluso tres veces más de acortamiento en esa dirección por procesos evidenciados de *layer parallel shortening*, relacionados con la respuesta reológica de los materiales que están involucrados en la deformación. De esta manera, para la estructura de El Guix calculan un acortamiento total en dirección perpendicular a su traza de 899 metros vía *layer parallel shortening* y de 255 metros de manera mecánica (fig. 9.30).

Estos valores de acortamiento mecánico son coherentes en general con los calculados por Vergés (1999) en otras estructuras del Ebro (Cardona, Vilanova, etc.). En total serían diez estructuras a 250 metros por estructura, aproximadamente 2.5 km de acortamiento mecánico, al que habría que sumar entre 6 y 9 km más para compensar los procesos de *layer parallel shortening*.

Como comentábamos anteriormente, en dirección NW-SE, el acortamiento en la rampa de Oliana ha de ser menor a los más de 24 km propuestos por Burbank *et al.*, (1992a), pero si sumamos los acortamientos calculados para los pliegues oblicuos del Ebro (Sans *et al.*, 2003) estimamos que aproximar un acortamiento total de 25 km en dirección perpendicular a Oliana sería una cantidad mínima razonable.

En la hipótesis tradicionalmente admitida de un desplazamiento de la USC hacia el sur, la rampa meridional de Sierras Marginales considerada como la rampa frontal de la USC debería absorber más acortamiento que la rampa de Oliana considerada como rampa lateral de la USC.

Por el contrario, como hemos visto, la cantidad de acortamiento acumulada post-emplazamiento de la USC por deformación interna en la cuenca del Ebro en la estructura de Oliana y en sus pliegues correlativos en dirección NW-SE es muy superior a la cantidad de acorta-

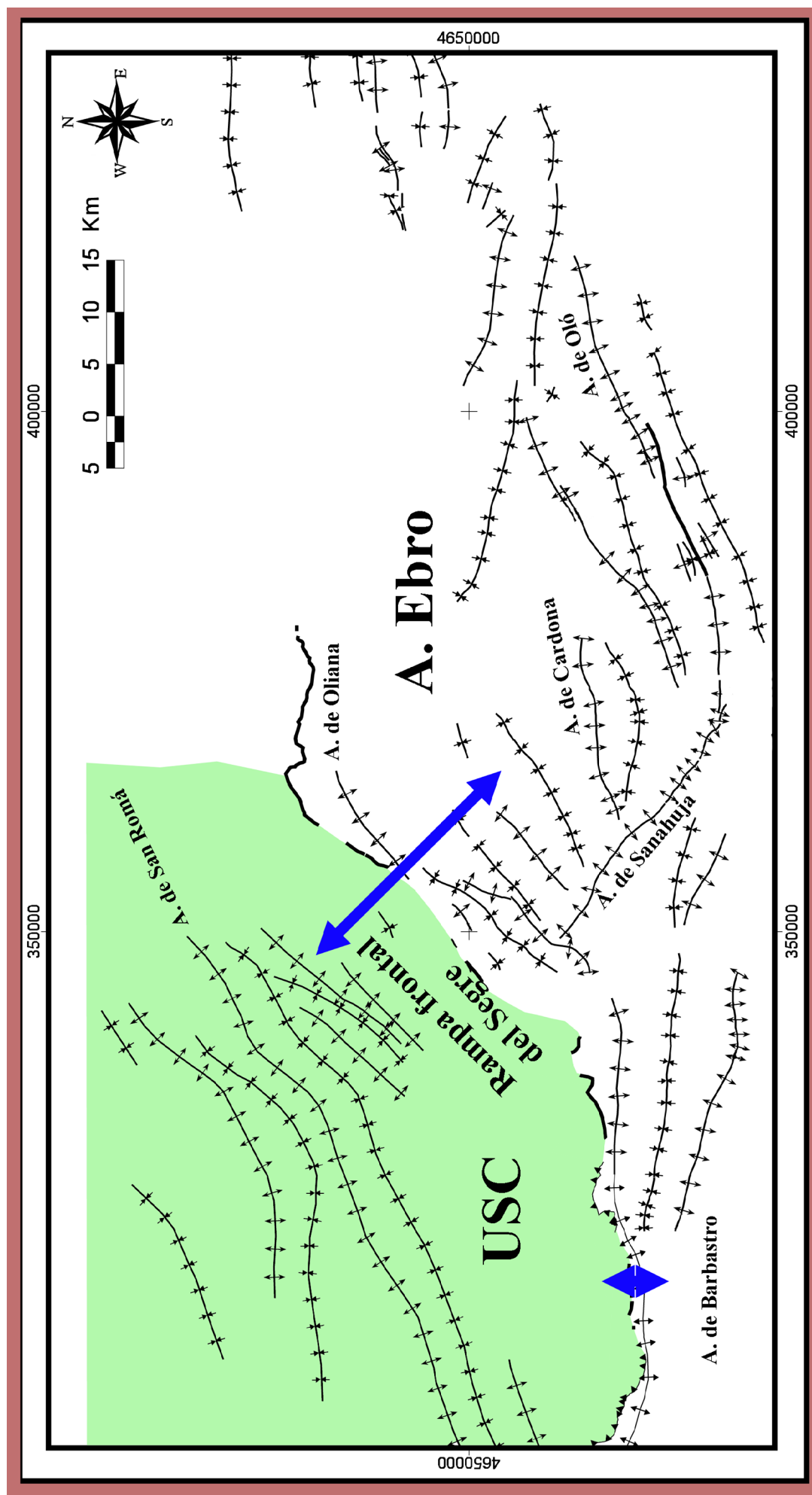


Figura 9.31: Cartografía de síntesis del conjunto de pliegues sobre la USC y antepaís del Ebro. Realizada a partir de los datos cartográficos geológicos digitales de la Generalitat y datos propios. En verde se localiza la USC. Los vectores indican las direcciones y magnitudes de los acortamientos calculados para los equivalentes temporales de las unidades 2 y 3 de Meigs *et al.* (1996) y equivalentes, fig. 9.25.

miento registrado en dirección N-S en la rampa meridional de Sierras Marginales en la zona de Artesa del Segre.

Estos datos no son compatibles con la interpretación clásica de un emplazamiento de la USC hacia el sur, y por tanto se deduce la necesidad de otro mecanismo para explicar la deformación post-emplazamiento. Proponemos aquí que la rampa de Oliana ha funcionado como rampa frontal de la USC, como desarrollaremos a continuación.

9.4.2 Propuesta estructural para la deformación tardía en la USC-antepaís del Ebro

Como hemos visto, ni la relación de acortamiento entre ambas rampas, ni el *timing* relativo de los sedimentos sin-tectónicos asociados, son compatibles con la propagación hacia el antepaís de la USC emplazándose hacia el sur con una rampa lateral de en Oliana, como se había supuesto clásicamente.

Por tanto, la orientación y disposición escalonada de los pliegues oblicuos en la USC y sus correlativos en la cuenca del Ebro (Oliana-cuenca potásica catalana) no son compatibles con una génesis por acortamiento en dirección N-S. Hemos estimado que los acortamientos totales acumulados desde la parte alta del Oligoceno superior hasta algún momento posterior al Aquitaniense son de aproximadamente 25 km en dirección NW-SE en Oliana y según Meigs *et al.* (1996) de algo más de 6 en dirección N-S en Artesa. Se puede apreciar en las cartografías generales de la cuenca del Ebro (fig. 9.31) que en las inmediaciones de la USC la deformación en superficie en forma de pliegues se refleja en dirección SE a más de 45 km, mientras que en dirección S no alcanza más de 12 (comparar las distancias entre la rampa frontal de Oliana y el anticlinal de El Guix, con la distancia entre las Sierras Marginales y el anticlinal de Barbastro, respectivamente).

Por tanto, proponemos que al menos a partir de la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996) (Oligoceno inferior reciente), la rampa de Oliana funcionó como una rampa frontal, propagando la deformación en forma de pliegues hacia el SE en

la cuenca del Ebro y hacia el NW en la USC ya emplazada (fig. 9.31). Este nuevo esquema de funcionamiento post-emplazamiento de la USC sobre el autóctono del Ebro implica un vector de máximo acortamiento de dirección NW-SE (N135) en vez de N-S.

Los pliegues del Ebro y los pliegues oblicuos de la USC descritos en el capítulo 5 responderían genéticamente y en evolución temporal a los mismos parámetros. Su génesis se relaciona con acortamiento general en dirección NW-SE, lo que debe relacionarse con la propagación de la deformación desde la rampa frontal de Oliana hacia el antepaís. Su morfología cartográfica sigmoidal está retocada por las fallas de tipo R generadas en un régimen de deformación por transpresión dextral (apartado 9.2).

También se ajustarían a este vector de acortamiento el desarrollo de la parte más joven de la estructura de Oliana, incluyendo algunas de las deformaciones en las láminas de Peramola o la última actividad del cabalgamiento del Montsec en forma de cabalgamiento fuera de secuencia (Burbank *et al.*, 1992a).

Habiendo retrodeformado en este trabajo la componente por transpresión dextral dominada por cizalla simple en el anticlinal de Oliana (apartado 9.2), la dirección de Oliana previa a la deformación por transpresión dextral nos aproximaría a la dirección general de acortamiento para la generación de los pliegues oblicuos. Esta dirección restituida de Oliana se sitúa aproximadamente N 45, por tanto la dirección de acortamiento resultante sería N 135 (fig. 9.31).

Al menos a partir de la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996), la rampa de Sierras Marginales debió funcionar como rampa lateral u oblicua de la USC, propagando la deformación en forma de pliegues hacia el S en la cuenca del Ebro, como por ejemplo una parte importante del desarrollo del anticlinal de Barbastro que tuvo lugar en el intervalo temporal representado por la unidad 2 (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988; Millán Garrido *et al.*, 2000; etc.; fig. 9.31).

Todo el cinturón de cabalgamientos surpirenaicos, desde Oliana al Este hasta las Sierras Marginales y su continuación en la falla de Loiti (Thomas y Delfaud, 1990), pasando por el frente de cabalgamientos de la cuenca de Jaca en las Sierras Exteriores tendría un registro sintectónico de evolución temporal comparable (Puigdefábregas, 1975; Millán *et al.* 1995; Teixell y García Sansegundo, 1995; Teixell, 1996; Pardo *et al.*, 2004; entre otros). Sí existe una migración temporal de la deformación tardía de E a W a lo largo de esta extensa zona, los nuevos datos bioestratigráficos indican que no es muy importante.

Con estos resultados se refuta la hipótesis propuesta por otros autores que interpretan la deformación post emplazamiento de la USC y del autóctono del Ebro como respuesta a un acortamiento de dirección N-S que se habría propagado hacia el oeste durante un largo periodo de tiempo (más de 10 millones de años). Sin embargo, estos resultados no invalidan la hipótesis tradicional de un emplazamiento de la USC en dirección N-S previo a su deformación post-emplazamiento. El emplazamiento de la USC es anterior

a la deformación tardía aquí estudiada y los resultados que hemos presentado se refieren a la deformación posterior al emplazamiento de la USC, posterior al Oligoceno inferior (intervalo de tiempo registrado en la unidad 2 de Meigs *et al.* (1996). Antes de ese periodo no existen datos concluyentes para inferir la dirección del vector de emplazamiento de la USC sobre su autóctono relativo.

La deformación tardía en la USC y autóctono del Ebro muestra por tanto dos estilos de deformación que responden a dos orientaciones acortamiento en dos fases: el acortamiento en dirección NW-SE (con un vector próximo a N 135) sería anterior a la transpresión dextral dominada por cizalla simple (con un vector ESE muy próximo a N 95), ya que las estructuras frágiles tipo R y R2 cortan y deforman las estructuras dúctiles generadas durante el acortamiento NE-SW.

La relación espacial y temporal de ambos estilos de deformación dentro de un marco estructural regional de convergencia oblicua se comentará en el capítulo 11 dedicado a la discusión de estos problemas.

CAPÍTULO 10. DEFORMACIÓN POR TRANSPRESIÓN DEXTRAL DOMINADA POR CIZALLA SIMPLE EN EL NÚCLEO AXIAL DE LOS PIRINEOS, DATACIÓN DE ESTRUCTURAS E IMPLICACIONES GENERALES

Se ha detectado deformación por transpresión dextral en el núcleo axial del orógeno Pirenaico expresada en forma de lineamientos estructurales en los MDTs, reinterpretación de estructuras previas (banda de deformación de tipo X del Tet-Montsec), etc. También esta descrita en esta misma zona deformación por transpresión dextral por otros autores, aunque

está discutida en cuanto a su datación (alpina o varisca). Con la propuesta que se va a realizar se pretenden datar algunas de las estructuras más relevantes del núcleo Axial relacionadas con deformación heterogénea no coaxial y mostrar las implicaciones más generales de esta datación.

10.1 Núcleo Axial del Pirineo Central

La Zona Axial Pirenaica, a grandes rasgos, se interpreta estructuralmente como un antiformal asimétrico, vergente al sur y con inmersión hacia el W, formado por la imbricación y apilamiento de láminas de basamento con una cobertera adelgazada y discontinua de materiales postvariscos (Gil Peña, 2004) (fig. 10.1). Gran parte de la Zona Axial presenta un importante cinturón milonítico afectado por bandas de cizalla asociada (fig. 10.2). Hasta el momento, el significado de este cinturón está discutido y se atribuye tanto a deformación alpina como a varisca (Fontboté y Guitard, 1958; McCaig y Miller, 1986; Carreras y Cirés, 1986; Evans *et al.*, 1997; Gleizes *et al.*, 1998; Carreras, 2001; Gil Peña, 2004, etc.).

10.1.1 Bandas de cizalla

En general, asociadas a estas bandas de cizalla se encuentran dos tipos de rocas, milonitas y cataclasitas (ver Carreras y Cirés, 1986; McCaig, 1986 y Carreras, 2001). La mayor parte de las rocas miloníticas se formaron a lo largo de fallas dúctiles o bandas de deformación localizadas en rocas cristalinas desarrolladas bajo condiciones de facies de esquistos verdes (Zwart, 1979; Carreras *et al.* 1980; Carreras y Cirés, 1996; Geysant *et al.*, 1980; Lamouroux *et al.* 1981; Passchier, 1982; McCaig, 1984 y McCaig, 1986, etc) y condiciones de temperatu-

ra calculadas de entre 250 a 400 grados para las cataclasitas y de entre 400 y 450 grados para las milonitas (McCaig, 1986). Las cataclasitas y cataclasitas foliadas son comunes en fallas, cabalgamientos o fracturas, que en algunos casos pueden ser correlacionadas con bandas miloníticas (Lamoureux, 1976; Carreras y Cirés, 1986; McCaig, 1986). Aparentemente existe una transición continua en el tiempo entre una deformación bastante dúctil en rocas cristalinas hacia una cizalla dúctil heterogénea en bandas discretas, que terminaría con una deformación por fallas frágiles menores que generarían las cataclasitas (esto se observa en el Pirineo oriental, Granodioritas de Roses, Simpson *et al.*, 1982). En las granodioritas de la Jonquera y Rodes se observa un cambio gradual de SW a NE de las facies de deformación que marcan un incremento importante de la ductilidad en estas "bandas miloníticas" (Carreras y Cirés, 1986).

La más importante de todas ellas es la denominada falla de Meréns (Zwart, 1958)(fig. 10.2). Tiene una dirección general E-W y se continúa a lo largo de más de 100 Km desde el Andorra hacia el W. Desarrolla una "banda milonítica" en la que Lamoureux *et al.* (1980 y 1981) reconocen dos eventos de milonitización con diferentes asociaciones minerales, una más antigua y de relativo alto grado y otra más joven con asociaciones de baja temperatura.

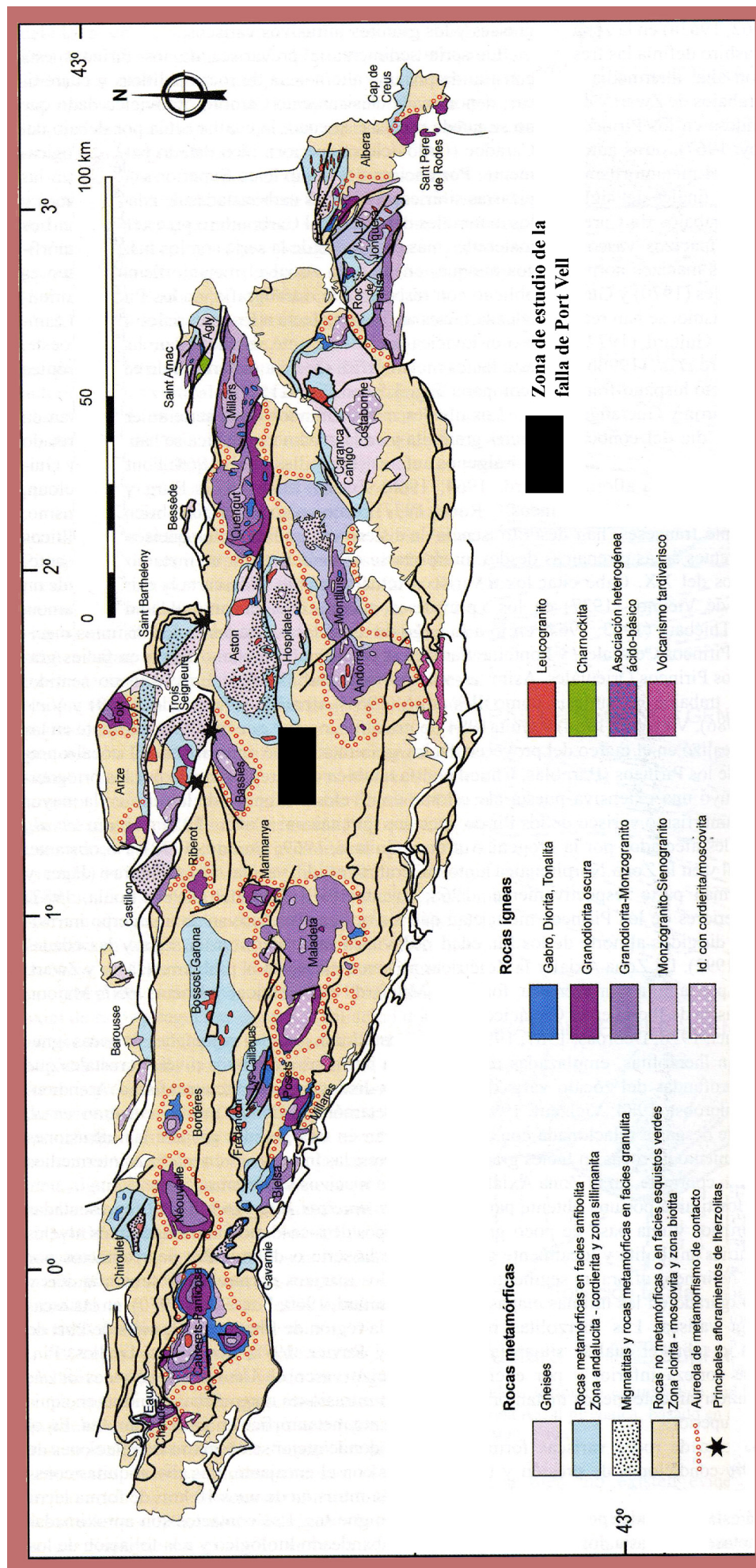
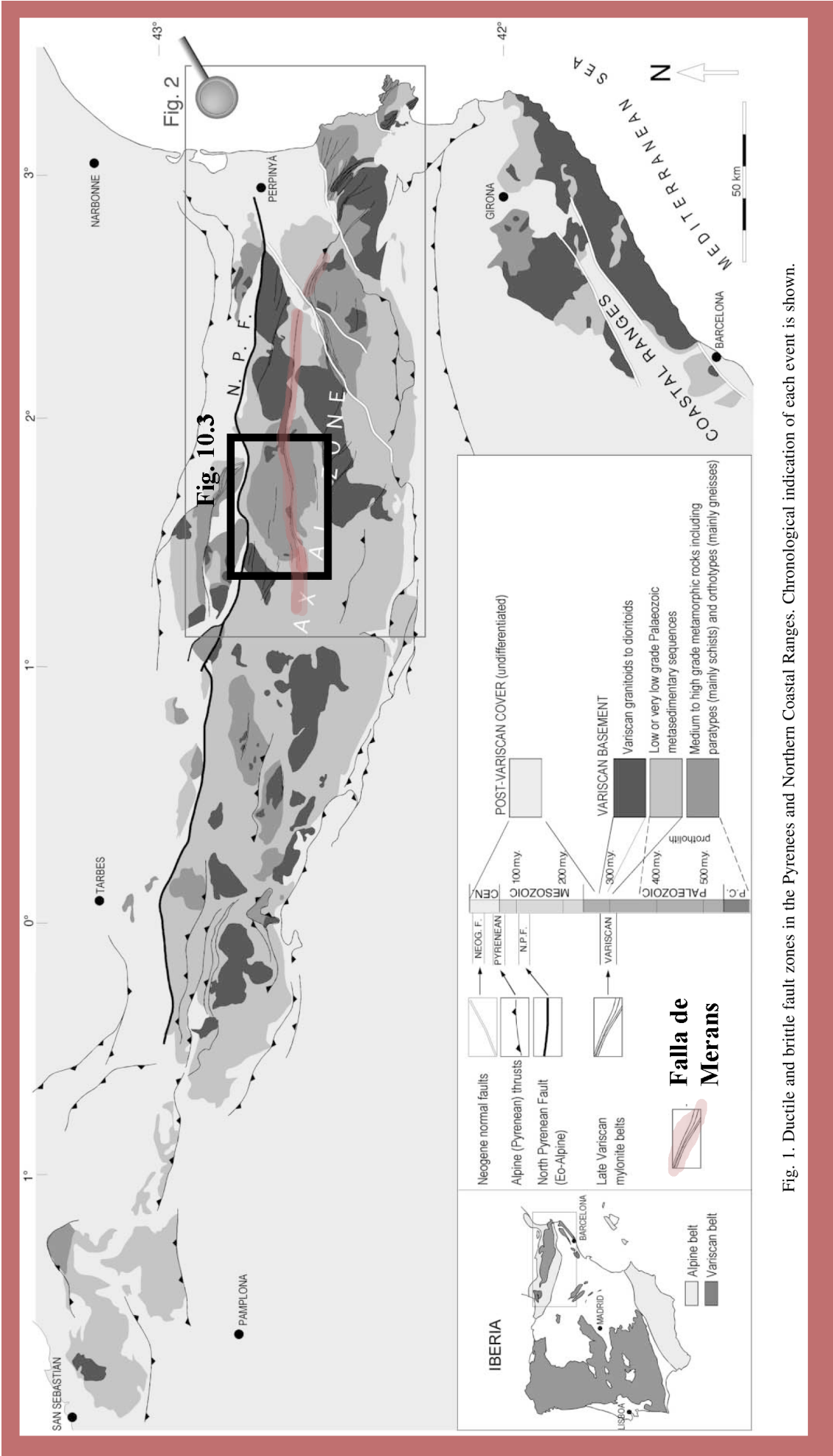


Figura 10.1: Modificado de Liesa, 2004. Mapa geológico del metamorfismo varisco y del plutonismo sin- y tardivarisco. Posición de la figura 10.4 en negro.



Los granitoides intrusivos variscos están cortados por las "bandas miloníticas" y el grado de milonitización es muy variable en los distintos macizos. En general, la frecuencia de los granitoides milonitizados aumenta hacia el norte del segmento relacionado con la cadena varisca (granitoides intrusivos de Bassiès, Querigut, East Mont Lluís, noreste de La Jonquera, Rodes y Roses), mientras que las bandas miloníticas importantes son menos abundantes e incluso ausentes hacia el S (Maladeta, Andorra y Cadena Costero-Catalana) (Carreras y Cirés, 1986).

Los marcadores del desplazamiento de estas estructuras indican movimientos en dirección e inversos, que varían de localmente dominantes en dirección en Cabo Creus, a predominantemente inversos en la falla de Meréns (Carreras, 2001). Estas bandas de cizalla en general presentan dos direcciones cartográficas principales E-W y NW-SE (fig. 10.3). Las de dirección E-W son dextrales con componente predominante inversa (ej. fallas de Meréns y Toés) mientras que las de dirección NW-SE son dextrales con componente inversa (ej. fallas de St. Barthélemy y Cabo de Creus) (Zwart, 1958; Guitard, 1970; Carreras y Santanach, 1973; Carreras et al., 1980; Geyssant et al., 1980; Passchier, 1982; Saillant, 1982; Casas, 1984; Carreras y Cirés, 1986; McCaig 1986; McCaig y Miller, 1986; Carreras, 2001; etc.).

En cuanto a la datación de estas bandas, las relaciones de corte entre las milonitas y los diferentes diques básicos presentes en el Pirineo axial no son conclusivos (Carreras y Cirés, 1986). Por otro lado, se han propuesto evidencias parciales de la continuación de estas "bandas miloníticas" en las formaciones mesozoicas (Fontboté y Guitard, 1958; Lamoroux et al., 1980; Soula y Bessiére, 1980) pero esto no ha podido ser demostrado con total seguridad (Carreras y Cirés, 1986). Los resultados de dataciones radiométricas en las milonitas de la falla de Meréns indican que el evento de recristalización mayor fue hace menos de 70 m. a. (McCaig y Miller, 1986).

10.1.1.1 La falla de Meréns

Esta estructura es una de las más estudiadas en el núcleo Axial de los Pirineos y de la cual provienen la mayor parte de los datos y discusiones anteriores. Según Carreras y Cirés (1986) esta falla desarrolla una "banda milonítica" de hasta 500 metros de ancho cartográfico en superficie, con buzamientos de entre 65 y 80 grados N (McCaig, 1986), formada por zonas anastomosadas de intensa deformación, indicando claramente distribución no homogénea de la deformación en la zona de falla. Esta falla tiene componente inversa y dextral y la deformación asociada es muy importante (McCaig, 1986) (fig. 10.3).

La falla de Meréns va paralela al tren regional de estructuras variscas y se puede continuar razonablemente durante más de 100 Km en dirección E-W (fig. 10.2). Hacia el este forma el margen sur del macizo de Querigut, pasa paralela al lado norte del sinclinal de Vilafranca y se continua con dudas hacia el cabalgamiento de Amelie (Fontboté y Guitard, 1958; Autrand y Guitard, 1975), pudiendo continuar en el "cinturón milonítico" de Pertús y en el margen sur de los macizos granodioríticos de Rodes y Roses, terminando finalmente en la costa mediterránea (Carreras y Cirés, 1986). Hacia el oeste, posiblemente se continúe al sur del macizo de Astón y más al oeste la banda de deformación se difumina en las series de metasamitas y metapelitas Cambro-Ordovícicas de bajo grado, dividiéndose en bandas de deformación de menor entidad (Carreras y Cirés, 1986).

Una de estas, la de Port Vell, se considera la continuación principal de esta estructura hacia el W, que algunos autores extienden hasta el anticlinorio de Pallaresa e incluso hasta el NW del macizo de Cauterets (ver discusión en Carreras y Cirés, 1986) (posición en la fig. 10.1).

A lo largo de toda su longitud (Saillant, 1982), la "banda milonítica" de Meréns lleva asociadas estructuras menores (ej. en el macizo de Astón, con entre 5 y 30 metros de potencia) asintóticas y con comportamiento inverso con componente dextral (McCaig, 1986; fig. 10.3).

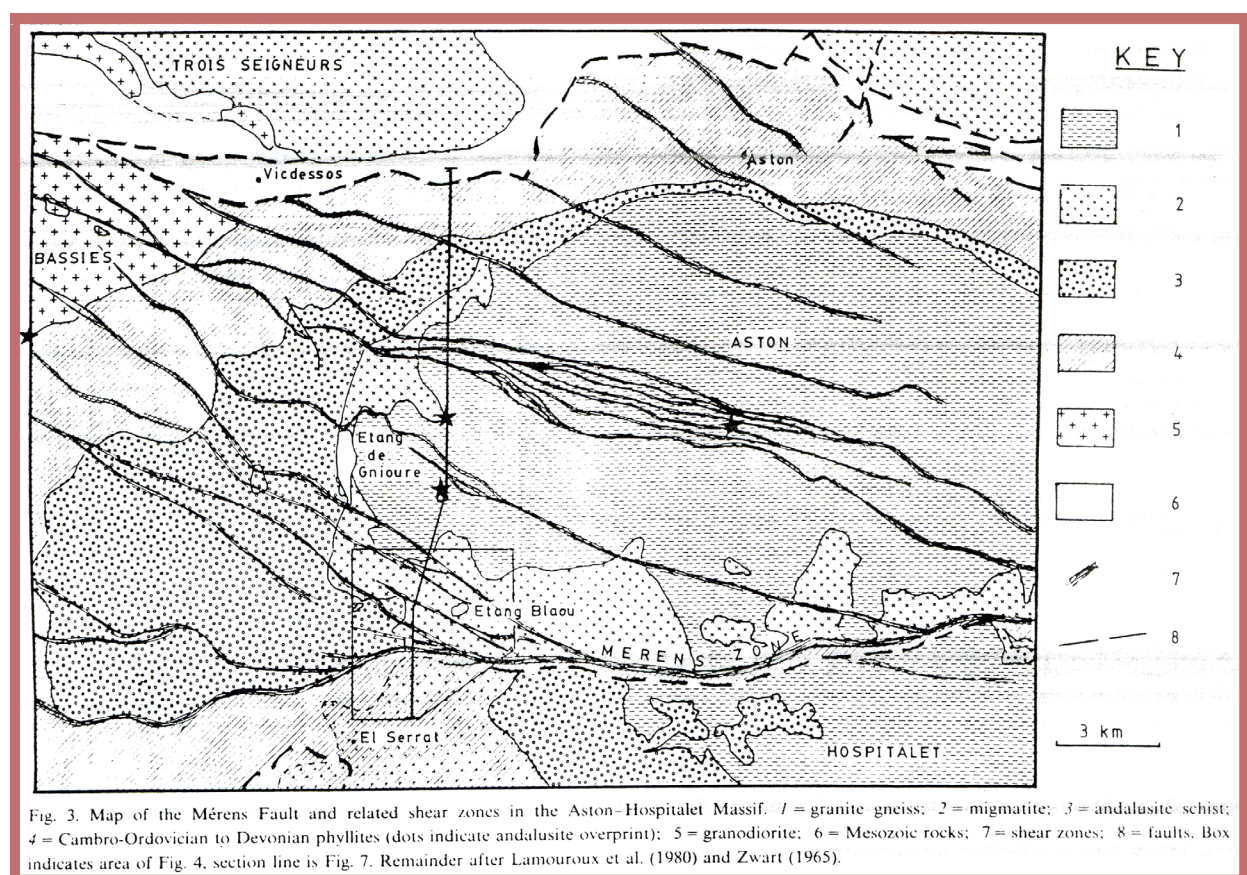


Figura 10.3: Cartografía de la falla de Meréns y estructuras asociadas tipo R en la zona entre el macizo de Aston y el de Hospitalet. Tomado de McCaig (1996). Posición en la fig. 10.2.

Tanto la "banda milonítica" de Meréns como el conjunto de fallas asintóticas cortan y desplazan de manera clara las isogradas metamórficas variscas y las unidades neisicas, con saltos aproximados para la falla de Meréns de entre 3 y 5 Km para el SE del macizo de Aston, aunque este salto es variable y en otros lugares es mucho menor (McCaig, 1986).

Aparentemente el bloque norte de la falla de Meréns está ligeramente elevado con respecto al sur (Zwart, 1958 y 1965; Saillant, 1982; McCaig, 1984) y no es posible considerar esta estructura como una falla o cabalgamiento mayor (Carreras y Cirés, 1986; McCaig, 1986; McCaig y Miller, 1986).

En Port Vell, la continuación de la falla de Meréns se relaciona directamente con las estructuras de plegamiento y las secuencias de eventos de plegamiento mayores del núcleo axial pirenaico y por tanto con los dominios estructurales denominados supraestructura e infraestructura (Carreras y Cirés, 1986).

10.1.2 Dominios estructurales variscos denominados infraestructura y supraestructura en los Pirineos

El basamento de los Pirineos está representado por rocas paleozoicas. Según las diversas interpretaciones, el desarrollo de foliaciones y pliegues alpinos es muy limitado en estos materiales y casi toda la deformación observable está atribuido al Varisco a excepción de los cabalgamientos dirigidos al sur, que elevan los materiales de basamento y generan una rotación variable de éstos (García Sansegundo, 2004). La Zona Axial pirenaica ha sido dividida en dos dominios estructurales ya tradicionales, denominados infraestructura y supraestructura (Zwart, 1963), e independientemente de la relación temporal de fases de deformación (que varía según autores, ver Zwart, 1963; Zwart, 1981 y Verhoef et al., 1984) estos dominios consisten en:

- Infraestructura, caracterizada por el buen desarrollo de estructuras subhorizontales, con trazado aproximado E-W.

- Supraestructura, caracterizada por el desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas asociadas, generalmente con trazado E-W, que se disponen desde subverticales a fuertemente vergentes al sur.

Carreras y Cirés (1986) relacionan estos dos dominios estructurales con la continuación W de la "banda milonítica" de Meréns en la banda de deformación de Port Vell, mediante cartografía y análisis estructural de pliegues tardíos, esquistosidades regionales y *mylonitic and transposition foliations*. Esta estructura se sitúa en la zona de transición entre el domo de Astón y el de Pallaresa (Carreras y Cirés, 1986).

Según estos autores, la banda de deformación de Port Vell y todas las adyacentes de menor magnitud, corresponden a bandas de deformación dúctil marcadas por pliegues apretados de foliaciones preexistentes con desarrollo

de foliaciones tipo milonítico y *transposed*, la mayor parte de ellas *transposed penetrative crenulation cleavages* (fig. 10.4).

Estas foliaciones miloníticas en algunos casos obliteran completamente las foliaciones preexistentes. Los pliegues evidenciados se aprietan más y rotan de manera antihoraria hacia la dirección paralela a las lineaciones de elongación, lo que puede ser interpretado en términos de deformación regional en régimen inhomogéneo, mientras que el aumento de la frecuencia de los pliegues hacia la banda de deformación de Port Vell indica que se puede excluir que éstos se generen por reorientación y apretamiento de pliegues anteriores. Se pueden seguir capas de mármol con continuidad atravesando la banda de milonitización, incrementándose fuertemente la deformación de las capas de mármol a lo largo de la banda de deformación e indicando que no hay saltos significativos (fig. 10.4).

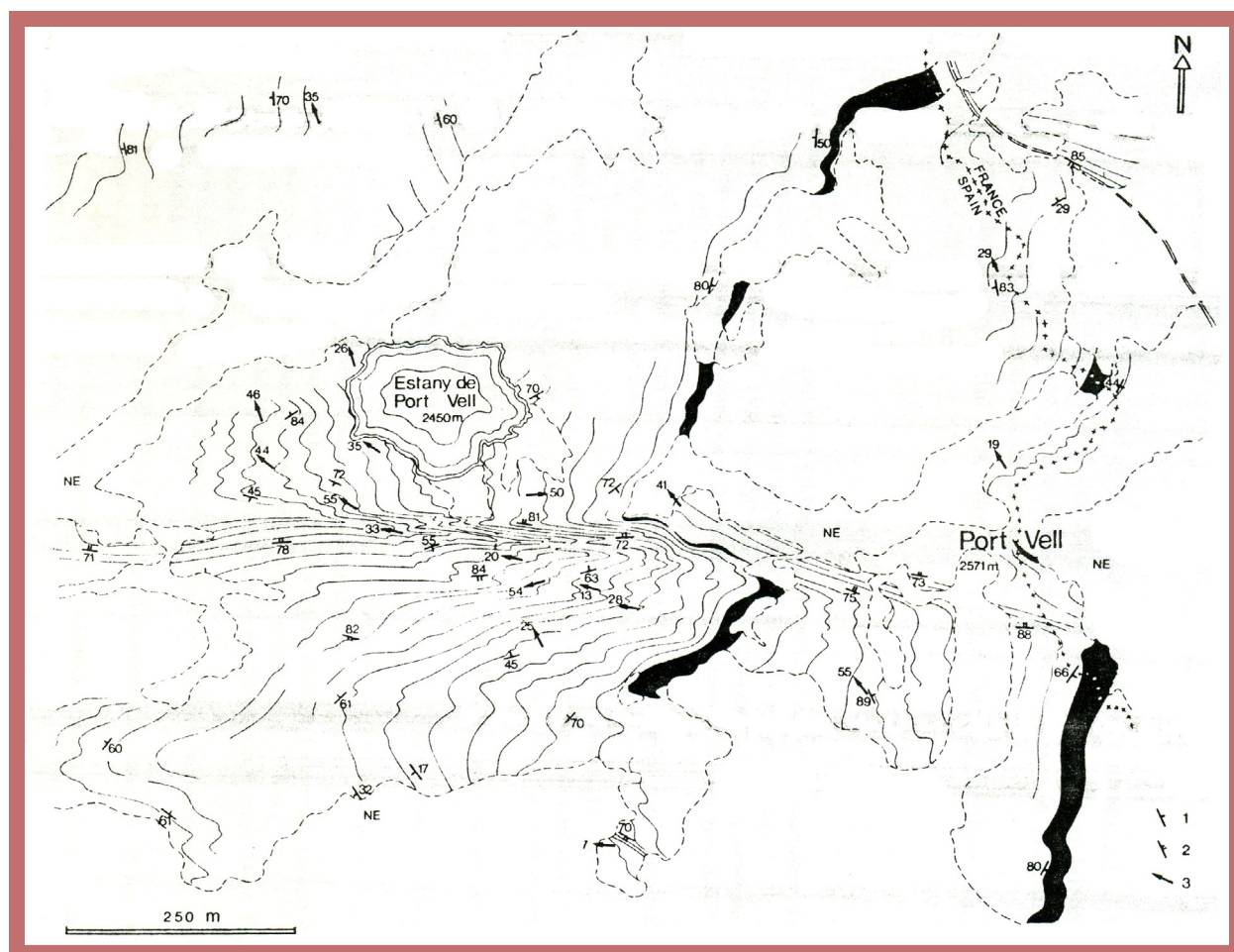


Figura 10.4: Mapa estructural de la zona de Port Vell. Las líneas indican la traza de la foliación dominante: 1) Esquistosidades regionales, 2) *Mylonitic and transposition foliations*, 3) Ejes de pliegues tardíos. Capas de mármol en negro; NE, no expuesto. Tomado de Carreras y Cires (1996).

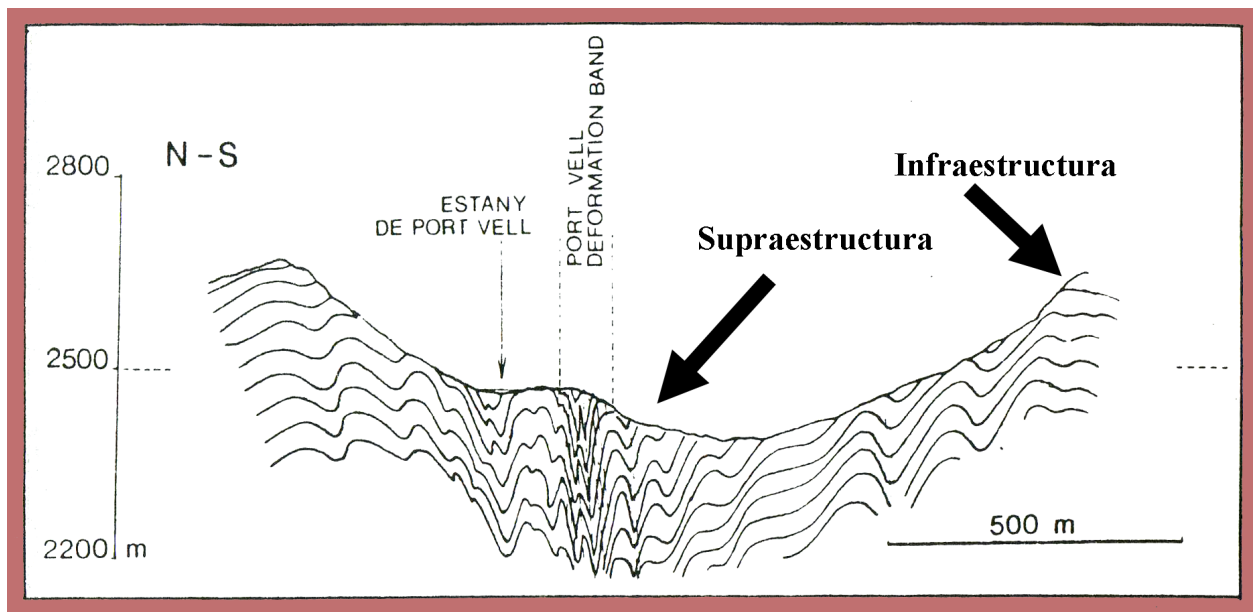


Figura 10.5: Corte geológico estructural a través de la banda de deformación de Port Vell en la zona del "Estany de Port Vell" (ver fig. 10.4), se han marcado las relaciones entre la banda de deformación y la infraestructura y la supraestructura. Modificado de Carreras y Cires (1996).

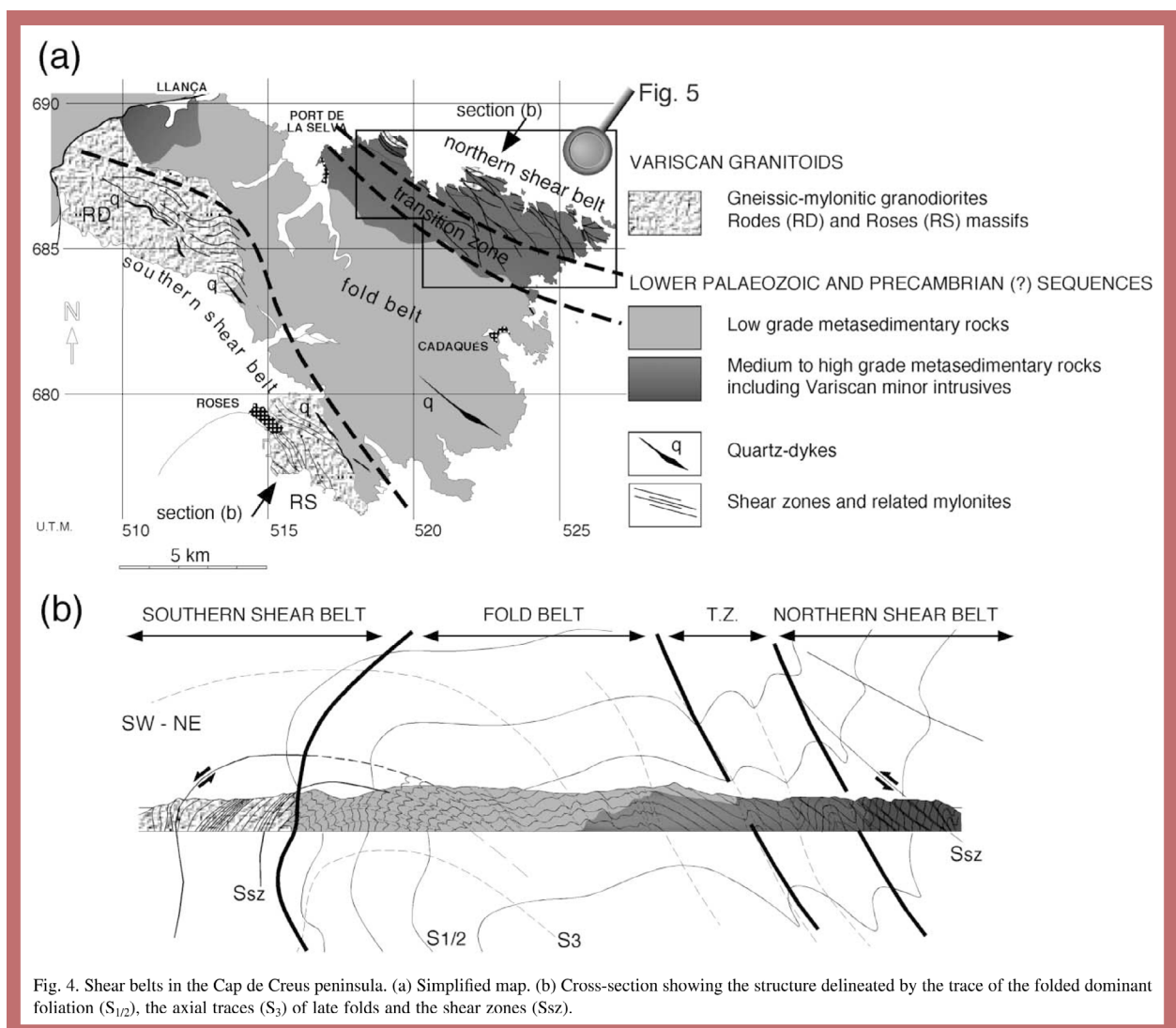


Fig. 4. Shear belts in the Cap de Creus peninsula. (a) Simplified map. (b) Cross-section showing the structure delineated by the trace of the folded dominant foliation ($S_{1/2}$), the axial traces (S_3) of late folds and the shear zones (Ssz).

Figura 10.6: Tomado de Carreras (2001) a) Mapa simplificado y b) Sección de una de estas bandas de deformación en la zona del Cabo de Creus. En la sección se observa la relación entre las bandas de cizalla y la supraestructura.

Por todo ello, Carreras y Cirés (1986) afirman que existe una clara relación genética entre el desarrollo de la banda de deformación de Port Vell y un evento tardío de plegamiento. De ninguna manera la "banda milonítica" de Port Vell se puede considerar una falla mayor dúctil (fig. 10.5). Los pliegues menores desarrollados son coherentes con un desarrollo bajo un régimen de deformación regional no coaxial y con el desarrollo de los pliegues mayores de dirección E-W que constituyen la estructura predominante en el área cartografiada. Todo ello

también es coherente con el desarrollo de la falla de Meréns. De esta manera, estos autores relacionan la supraestructura con la evolución de la falla de Meréns sobre un substrato previo con esquistosidades subhorizontales (la infraestructura; fig. 10.5). Situaciones similares están descritas en el E del núcleo Axial por Carreras *et al.* (1980) y Carreras (2001), en "bandas de deformación miloníticas" similares a la de Meréns y por algunos autores correlacionada como continuación de esta (fig. 10.6).

10.2 Discusión e implicaciones sobre las bandas de deformación miloníticas

Por comparación cartográfica se puede comprobar que tanto las orientaciones como los comportamientos de estas bandas miloníticas se encuentran también en la cobertera mesozoica y terciaria del norte y sur del pirineo Axial. Sobre exactamente las mismas direcciones (E-W, N 110 y N 140, de tipo *in line*, R y R2 respectivamente en este trabajo) se encuentran fallas o bandas de deformación dextrales con componente inversa variable, tanto en el núcleo Axial como en las unidades de cobertera.

En el apartado 7.2 mediante la utilización del método RV sobre el modelo de elevaciones sombreado regional, que incluye el núcleo axial, se estudiaron estos lineamientos y a pesar de que el método es cualitativo muestra cómo estos lineamientos atraviesan completamente todos los dominios estructurales existentes, incluido el núcleo Axial. Estos lineamientos estaban contrastados con los trabajos realizados en campo en la USC (capítulo 4).

Esta continuación cartográfica y correlación en cuanto a direcciones y a comportamientos indica que la edad de estas "bandas miloníticas" es alpina; y por extensión con la relación demostrada a partir de los trabajos de Carreras y Cirés (1986) y Carreras (2001), el dominio estructural denominado supraestructura es también de edad alpina, todo ello coherente con las dataciones de McCaig y Miller (1996).

Este escenario nuevo implica que las fallas dextrales que se observan en la USC son la expresión a niveles estructurales más altos de similares estructuras a niveles estructurales más bajos (bandas miloníticas) en el núcleo Axial. En su conjunto, y según los datos de evolución térmica en el tiempo (apartado 10.1.1), marcan la evolución desde rocas de falla dúctil a frágil, exhumadas durante la evolución alpina de esta zona.

También se puede afirmar que una deformación heterogénea no coaxial es el mecanismo responsable para la génesis de estos conjuntos de estructuras tanto en el núcleo axial (Carreras y Cirés 1986; McCaig, 1986; McCaig y Miller, 1986; Carreras, 2001) como en las distintas unidades de cobertera.

Según los trabajos de Carreras y Cirés (1986) y Carreras (2001), se puede deducir, a partir de esta nueva datación, que al menos el dominio estructural denominado supraestructura es también de edad alpina (no es posible relacionar la infraestructura directamente con deformación alpina, pero no es descartable).

Todo esto implica una importante cantidad de deformación adicional que debe ser incluida dentro del marco de la deformación alpina. Por un lado la génesis de estas "bandas de deformación miloníticas" tipo falla de Meréns, por otro la deformación asociada a los dominios

estructurales denominados supraestructura e infraestructura, hasta el momento considerados como de edad varisca.

Además hay que contar con una importante cantidad de exhumación asociada a procesos de deformación heterogénea no coaxial, ya que en superficie se encuentran tanto bandas de deformación dúctil como frágil, asociadas a los mismos mecanismos de deformación.

El intervalo temporal en el que se desarrolla este conjunto de estructuras dúctiles en el pirineo Axial no queda excesivamente claro. Podría ser tardío como el desarrollado en la USC o comenzar incluso antes como parecen indicar los resultados de dataciones radiométricas en las milonitas de la falla de Meréns

de McCaig y Miller (1986) que indican un evento de recristalización mayor hace menos de 70 m. a. En cualquier caso, no se puede descartar la posibilidad de que los cortejos de estructuras con saltos dominantes en dirección estén reactivando otras de edad Varisca y comportamientos similares.

A día de hoy, en el pirineo Axial, las únicas dataciones existentes sobre estas bandas de deformación y, al menos, el dominio estructural denominado supraestructura son los trabajos radiométricos de McCaig y Miller (1986) y la datación por correlación cartográfica aquí realizada. Ello atribuye a estas estructuras una edad tardía y en cualquier caso claramente alpina.

CAPÍTULO 11. DISCUSIÓN

Para los procesos de deformación tardíos en la USC se ha deducido la existencia de dos tipologías de deformación distintas: una de ellas responde a deformación por transpresión, ligeramente convergente y dominada por cizalla simple, en la que se generan fundamentalmente fallas con salto predominante en dirección (capítulos 4 y 6 y apartados 9.1 y 9.2) y otra, que genera principalmente pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW (capítulo 5 y apartados 9.3 y 9.4) y que, como más adelante explicaremos, responde a deformación por transpresión moderadamente convergente y dominada por cizalla pura.

En el apartado 6.2 se construyó una elipse de deformación horizontal para el cortejo de fallas con saltos dominantes en dirección que muestra su incompatibilidad con los pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW.

De manera genérica y para abreviar, nos referiremos a partir de ahora en algunos casos a "estructuras frágiles" como el conjunto de fallas con saltos dominantes en dirección y "deformación frágil" a la tipología de deformación dominada por cizalla simple a la cual responden. También se denominarán "estructuras dúctiles" al conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW en la USC y cuenca del Ebro y "deformación dúctil" a la tipología de deformación dominada por cizalla pura a la cual responden.

A continuación se discutirán en detalle estas dos tipologías de deformación tardía y su interrelación y compatibilidad espacial y temporal, tanto entre ellas como con el marco cinemático tardío de la Península Ibérica.

Estas dos tipologías de deformación comparten una extensión geográfica muy importante, pero temporalmente y únicamente a partir de los datos obtenidos en la USC es difícil establecer cuál ha sido su evolución en detalle.

El final de la génesis de los pliegues de dirección NE-SW se produce durante el Aquitaniense o incluso después (apartado 9.3.6.3) y el cortejo de fallas

con salto predominante en dirección, que corta y deforma estas estructuras, al menos es activo desde el Vallesiense hasta la actualidad (banda de deformación tipo X del Tet-Montsec, relleno de la cuenca de la Cerdaña y actividad sismotectónica y neotectónica del NW peninsular; fig. 11.19).

Este intervalo temporal que abarca gran parte del Mioceno deja un amplio margen especulativo que se quiere evitar.

Para precisar mejor la evolución temporal hemos de salir de la USC y entorno donde no hay sedimentos de la edad adecuada (Oligoceno terminal-Mioceno medio) y buscar áreas afectadas por la misma tipología de deformación, que contengan sedimentos de este preciso intervalo temporal. Se estudiará, a partir fundamentalmente de datos bibliográficos, la posible expansión del marco geográfico afectado por transpresión dominada por cizalla simple tanto hacia el NW como el centro-norte peninsular.

Esto permitirá interpretar ciertas cuencas, en general de tipo *pull-apart*, como vinculadas a esta "deformación frágil" y por tanto ampliar y precisar el intervalo temporal de actividad de esta tipología de deformación (todo ello configurará el apartado 11.1).

A continuación (apartado 11.2) se discutirán tanto las características como la tipología de la deformación que genera las estructuras de dirección NE-SW en la USC y cuenca del Ebro.

Todo ello permitirá comparar las dos tipologías de deformación con el marco cinemático tardío de Iberia con respecto a Europa y explicar su evolución en términos de convergencia oblicua, transpresión generalizada y partición de la deformación (apartado 11.3).

Por último se comentarán brevemente algunas de las implicaciones que estos modelos suponen a nivel de USC, Pirineo Axial y evolución estructural del norte peninsular (apartado 11.4).

11.1 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple

Esta tipología de deformación dominada por cizalla simple se expresa en la USC, los Pirineos, cuenca de Aquitania, cuenca del Ebro, etc., mediante profusos conjuntos de estructuras relativamente rectilíneas con saltos predominantes en dirección y atribuidas según modelos teóricos y análogos a tipologías R, R2, T, X e *in line* y con direcciones generales N 110, N140, N 165, N65 y N85-90 respectivamente (ver capítulos 4 y 7).

Las bandas de deformación tipo R, probablemente las estructuras más características de la deformación dominada por cizalla simple, llegan a tener hasta 3 km de ancho y longitudes superiores a los 60 km. Se ha estimado un interespaciado entre estas bandas de deformación de aproximadamente 2 km. Presentan morfologías anastomosadas en superficie y en las zonas con comportamiento más discreto se observan saltos en dirección de hasta 2 km. Las estructuras de tipo R2 e *in line* presentan en líneas generales saltos menores (apartado 4.4.1.4).

Las estructuras *in line* se interpretan como rebotes paralelos de la PDZ regional y por tanto se infiere la dirección de ésta como N85-90. Su posición se interpreta situada hacia el N de la USC y se descarta la zona de las Nogueras como posible PDZ de conjunto por su orientación general cartográfica N110, correspondiente a tipología R y por su pequeña magnitud en comparación con la enorme área geográfica afectada por esta tipología de deformación (todo el NW de Iberia y S de Francia, como veremos a continuación).

Se ha detectado una banda de deformación regional de tipología X, sinistral con componente normal, que atraviesa la USC en dirección N65 y que genera su propio cortejo de estructuras tipo riel del sinistral con componente normal (aquí denominadas XR2). La magnitud de los saltos de esta banda de deformación es relativamente pequeña, pero interpretamos que es responsable de la génesis de las cuencas de *pull-apart* de

la Cerdaña y Conflent, en el Pirineo Axial (ver apartado 9.1.5). Los rellenos sintectónicos de estas cuencas están datados como Vallesiense-Reciente (Déperet y Rérolle, 1885; Golpe Posse, 1981; Philip *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Goula *et al.*, 1999).

Las variaciones en las direcciones de las estructuras-tipo, sobre todo de las T (entre N 165 y N-S) y XR2 (entre N 25 y N 40) que se generan a ángulos más grandes de la PDZ, han permitido inferir en USC la existencia de componente rotacional horaria y antihoraria respectivamente de entre 15 y 20 grados y asociada típicamente a los regímenes de deformación con dominancia de la cizalla simple (apartados 9.1.5 y 9.2.1).

Mediante la comparación con experimentos de laboratorio y la realización de la elipse de deformación horizontal se ha inferido que para esta tipología de deformación el ángulo de convergencia general sobre una PDZ de orientación N 85-90 es muy bajo (ver apartado 6.2).

Además la morfología cartográfica en superficie de las estructuras asociadas parece estar condicionada por la existencia o no de niveles dúctiles de despegue en el subsuelo y por el espesor de cobertura por encima de estos niveles dúctiles. Esto indica claramente que su comportamiento está condicionado por la evolución de los niveles estructurales y por tanto por la arquitectura mecánica de las zonas afectadas.

Tanto los estudios de actividad neotectónica como los relacionados con mecanismos focales y mapas de epicentros actuales son muy compatibles con esta tipología de deformación (apartado 8.1).

Procedemos en el siguiente apartado a estudiar esta tipología de "deformación frágil" en el N y W de la Península con el objetivo de concretar la evolución temporal.

11.1.1 Ampliación del marco geográfico de la "deformación frágil" al N y W peninsular

Mediante síntesis de cartografías previas, datos de la literatura, observaciones de campo en otras áreas de la Península y el uso de MDTs regionales se va a ampliar en este apartado la delimitación geográfica del área afectada por transpresión dextral dominada por cizalla simple. Además, el área geográfica afectada por este tipo de deformación proporcionará información sobre su génesis.

Al igual que vimos en el capítulo 7, la existencia de una serie de "estructuras frágiles" con unas orientaciones determinadas con un comportamiento estructural definido y con la característica de ser rectilíneas en general y tardías, permitirá su identificación en otros lugares. Como anteriormente, la presencia de estructuras tipo R, *In line*, X, etc., permitirán discriminar qué áreas están afectadas por "deformación frágil".

No se pretende en ningún caso realizar un mapa acabado de lineamientos o estructuras, sino evidenciar la existencia de estas en gran parte del norte y oeste de la Península. Lo que a continuación se expone son solo algunos de los muchos ejemplos posibles de interpretación de estructuras conocidas como condicionadas genéticamente por transpresión dominada por cizalla simple.

Las zonas elegidas para su reinterpretación contienen además elementos que permiten su datación, ya sea por bioestratigrafía, magnetoestratigrafía o por otros métodos.

11.1.1.1 Conjunto de fallas de Loiti

Según Thomas y Delfaud (1990) durante el relleno Oligo-Mioceno de la cuenca de Jaca-Pamplona se desarrolla un conjunto de fallas con salto predominante en dirección, dextrales y de dirección N 120-130 (fig. 11.1).

Estas estructuras, según los autores, terminan en pliegues transversales de dirección N 30. La sedimentación continental de "los complejos molásicos" de edad Estampiense-Mioceno (yacimien-

tos de fauna continental de Santa Cilia y Ayerbe) parece estar involucrada en esta deformación, ya que los autores comentan que a ambos lados de la falla de Loiti se dan cambios importantes en facies y espesor de las unidades continentales. Esto no confirma que las estructuras sean de la edad propuesta pero sí que son tardías.

Así, los autores confirman que el denominado lineamiento de Huesca-Pamplona es una serie de fallas dextrales de dirección N 125, que están escalonadas a la izquierda y que configuran en algunos lugares *restraining stepovers* (p.ej. Lieden).

Además, indican que existen otras estructuras dextrales similares a lo largo del mencionado lineamiento. Éstas serían la falla de Sanguesa, el accidente que configura el margen SW de la sierra de Aloiz y la estructura que termina en el cierre periclinal de Santo Domingo, ya en la cuenca de Jaca. También encuentran en la zona múltiples fallas sinestrales tardías de dirección N 30 (fig. 11.1). Estudios microestructurales en dos estaciones diferentes confirman estos resultados, según los mencionados autores.

11.1.1.2 Conjunto de fallas dextrales de Ubierna-Ventaniella

A continuación se describe de manera muy somera el conjunto de estructuras lineales de dirección media aproximada N 120-130 más continuo y sorprendente de los que en este trabajo se describen. El conjunto Ubierna-Ventaniella, con su continuación en *offshore*, muestra a lo largo de toda su traza un carácter dextral, geometría rectilínea y buzamiento del plano de falla vertical a lo largo de más de 250 km. A su paso secciona todos los materiales del registro desde el Cámbrico al Terciario y desplaza en sentido dextral todas las estructuras generadas en las distintas fases orogénicas.

Por estas características en el presente trabajo este conjunto de fallas se atribuye a una banda de deformación de tipo R.

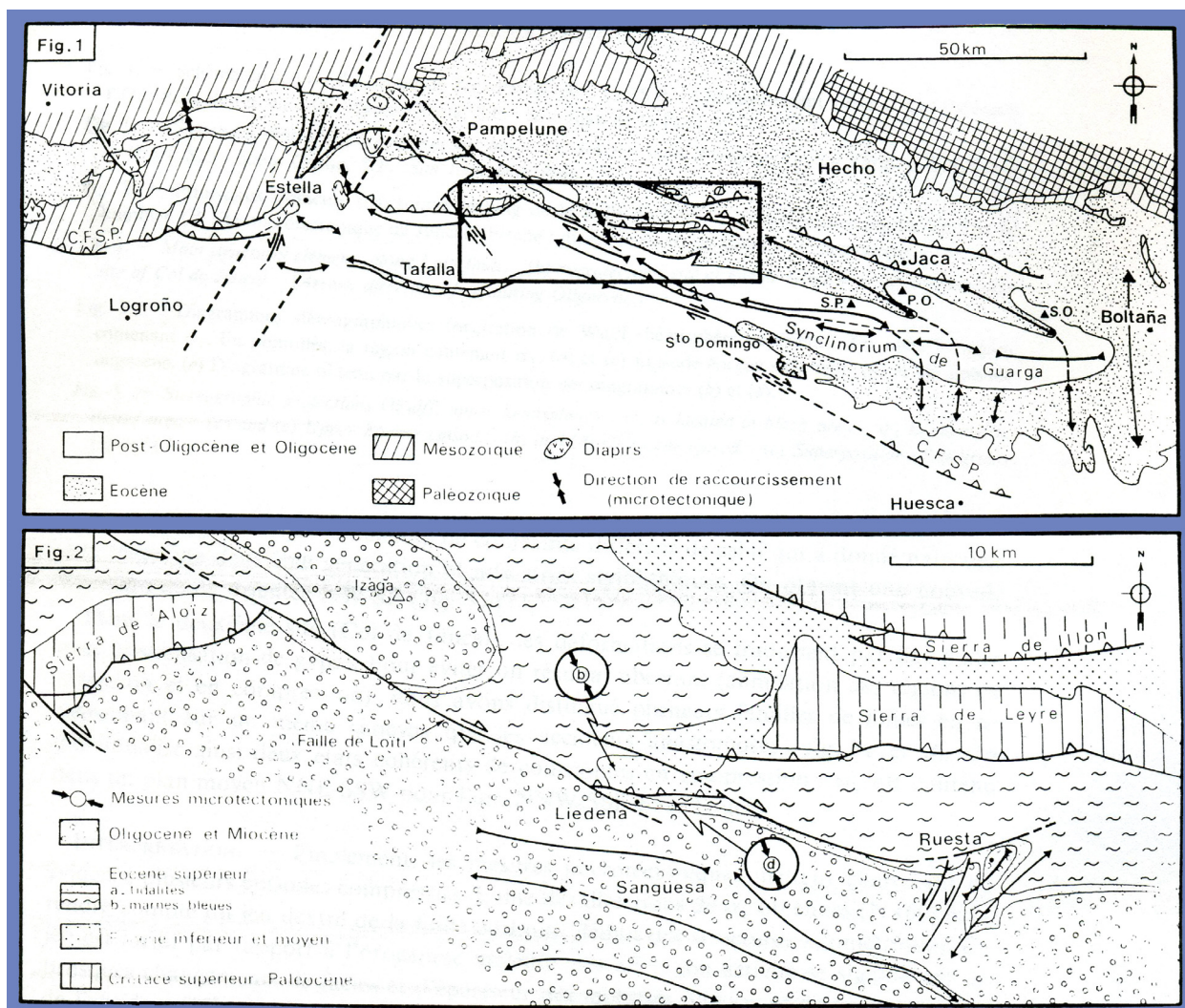


Figura 11.1: Posición y cartografía geológica a dos escalas de la banda de deformación dextral de Loiti, tomado de Thomas y Delfaud (1990).

Conjunto de fallas dextrales de Ubierna

La falla de Ubierna, de dirección aproximada N 120, tiene una historia larga y complicada a lo largo de la evolución alpina. Durante la convergencia esta estructura y su terminación SE en el denominado arco de Rojas han de entenderse conjuntamente (Hernaiz, 1994; Rodríguez Cañas *et al.*, 1994; Malagón *et al.*, 1994 y Hernaiz *et al.*, 1994).

Según Hernaiz (1994), el último movimiento importante de esta estructura es claramente dextral y lo atribuye a un episodio temporal Ageniense-Astara-ciense inferior (intra Mioceno).

Esta estructura está prenucleada en fallas extensionales relativas a los episodios de *rifting* relacionados con la evolución del Atlántico y con la apertura del golfo de Vizcaya. Junto con las fallas

de Villamarín y Amaya (no nucleadas en otras estructuras previamente) forman un conjunto de fallas claramente dextrales que se superponen y por tanto cortan y deforman estructuras previas de dirección NW-SE. Dichas estructuras previas están ampliamente descritas a partir de perfiles sísmicos, sondeos y geología de superficie (Hernaiz, 1994; Rodríguez Cañas *et al.*, 1994; Malagón *et al.*, 1994 y Hernaiz *et al.*, 1994).

El trabajo de Hernaiz (1994) describe las estructuras asociadas a los últimos movimientos importantes de la falla de Ubierna que se explican mediante mecanismos de cizalla simple (fig. 11.2).

Según este autor, el patrón cartográfico existente con estructuras tipo R, R', etc., permite aplicar los modelos de Tchalenko y Ambrayes (1970).

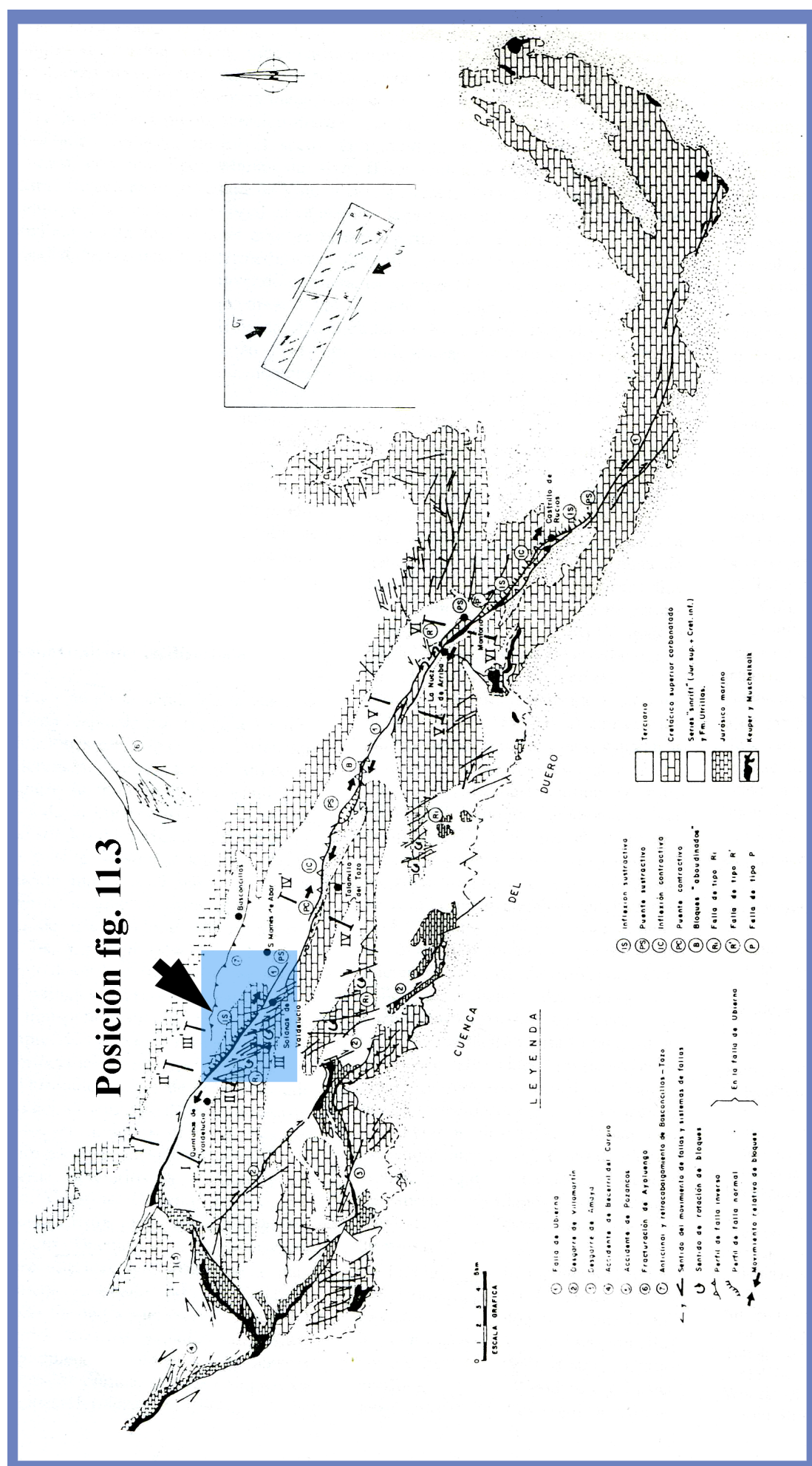


Figura 11.2: Cartografía estructural de la falla de Ubierna y arco de Rojas (Hernaiz, 1994).



Figura 11.3: Esquema estructural simplificado de una zona de la falla de Ubierna, posición en fig. 11.2. En rojo la zona deformada asociada a la falla dextral de Ubierna, en negro las estructuras tipo R2 y en azul anticlinales oblicuos desarrollados.

Esto también está confirmado por las microestructuras asociadas: bloques abudados, estrías de falla de movimiento dextral (con cabeceos de entre 0 y 15 grados), cataclasitas de diversos espesores que son coherentes en los planos de fallas con el movimiento predominantemente dextral, etc. El autor detecta también la existencia de *releasing bends* y en menor cantidad zonas de *restraining bend*. La existencia de materiales atribuidos al Neógeno pinzados en el plano de falla confirma la actividad reciente de este conjunto de estructuras.

En la figura 11.3 se presenta un esquema estructural en detalle de un sector de la falla de Ubierna. En él se pueden observar las distintas tipologías estructurales asociadas a deformación por cizalla simple. Se ha realizado sobre una ortofotografía tomada del Sigpac (Sig Parcelario Agrícola, ver metodología) integrando observaciones obtenidas en campo.

El conjunto de estructuras desarrolladas es muy similar al descrito en la USC. En el área de la fig. 11.3 existe una desviación de 20 grados en la dirección de la falla de Ubierna en comparación con la dirección de las fallas tipo R en la USC. Esta diferencia puede atribuirse a su situación en una zona de *releasing* (ver fig. 11.3). En campo es frecuente encontrar también estructuras tipo T de dirección N 170-180 y estructuras sinestrales tipo X de dirección N 30.

La cantidad de movimiento en dirección de esta estructura no ha podido ser determinado ya que no se han encontrado marcadores a ambos lados del plano de falla. Las estimaciones de los autores no van más allá de pocos kilómetros. Hacia el norte esta banda de deformación se continúa de manera casi rectilínea con el conjunto de fallas de Ventaniella (fig.11.4).

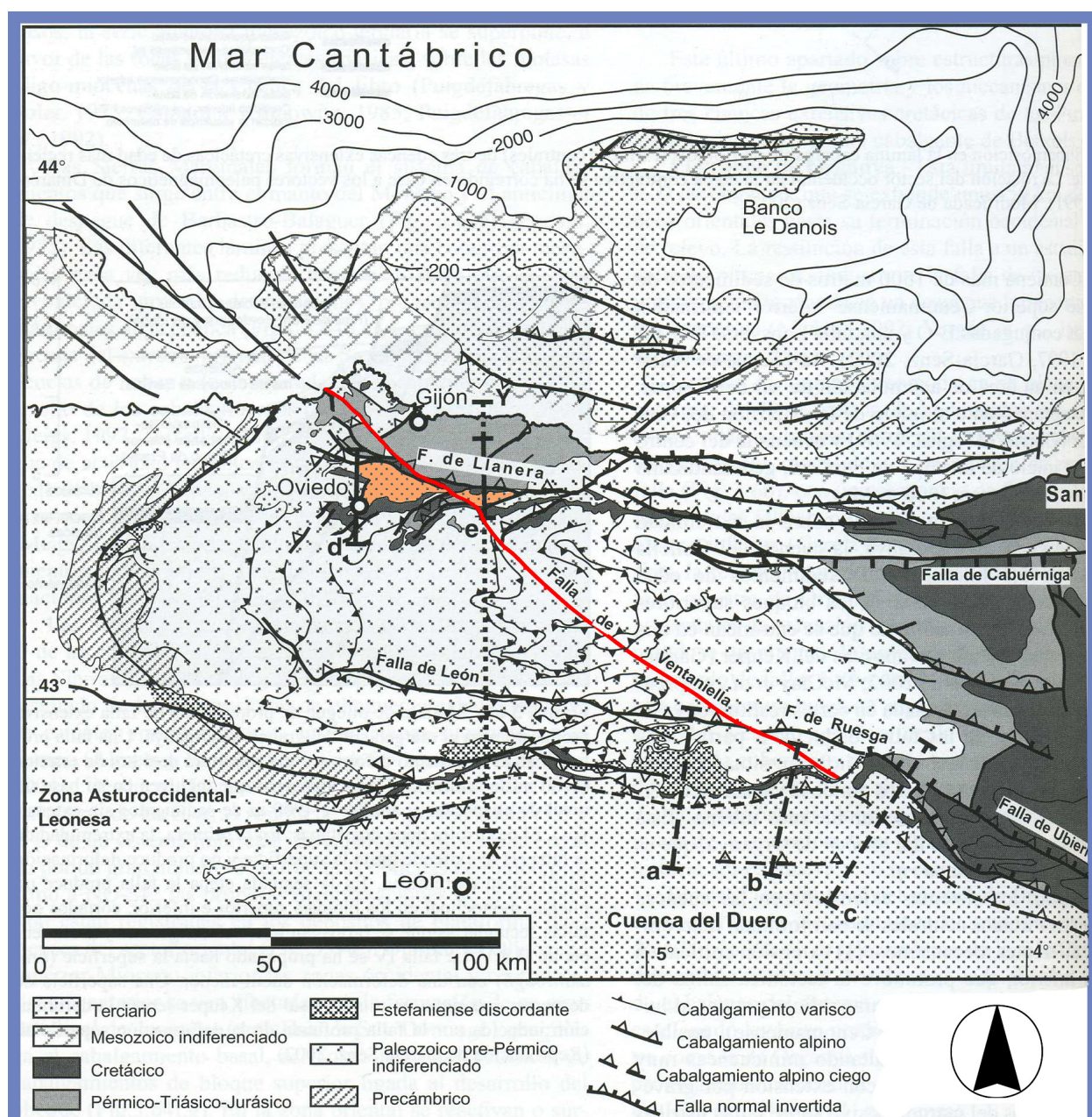


Figura 11.4: Modificado de Alonso y Pulgar, 2004. Localización de las fallas de Ventaniella (en rojo) y Ubierna. En naranja la cuenca de Oviedo.

Conjunto de fallas dextrales de Ventaniella

Este conjunto de fallas de dirección cartográfica media N 130 tiene una longitud que supera los 100 km y corta todo a su paso (fig. 11.4). Su traza rectilínea y el buzamiento del plano de falla (vertical) permiten suponer que afectan a la totalidad de la corteza.

Su carácter tardío, al menos en parte (Martínez García, 1983), se muestra en el desplazamiento dextral que genera sobre las unidades terciarias de la cuenca de Oviedo (en naranja en la fig. 11.4), coherente con su continuación sur

en el conjunto de fallas de Ubierna. Según Álvarez Marrón (1989), es una estructura dextral con ligera componente inversa y elevación del bloque N.

En las diversas cartografías de la serie MAGNA se observan en las zonas aledañas a esta estructura infinidad de fallas con salto en dirección que encajan por sus direcciones, buzamientos verticales y comportamientos con las diversas tipologías propuestas para la USC.

Las más evidentes son las de tipo R (N 110-120 dextrales) y las de tipo X (sinistrales de dirección NE-SW), que se aprecian en las hojas MAGNA de Careña-

Cabrales (nº 56), Burrón (nº 80), Potes (nº 81), Villaviciosa (nº 30) y Oviedo (nº 29), por poner algunos ejemplos.

El movimiento total en dirección de esta estructura no es evaluable al momento, pero se observan saltos discretos de más de 5 km en el límite NW de la unidad del Pisuerga Carrión. Esta magnitud es comparable al resto de saltos observables en las distintas cartografías de la serie MAGNA.

Como se comenta en el siguiente punto, esta estructura se continúa de manera clara hacia el NW en el *offshore* del Cantábrico, con comportamiento similar, rectilínea, dextral, falla de plano vertical de interés cortical y tardía (ver figs. 11.4 y 11.8).

11.1.1.3 Conjunto de fallas del noroeste peninsular (Galicia y Portugal)

Para comprobar si la distribución espacial del conjunto de "estructuras frágiles" descrito en la USC se continúa de manera fehaciente en el noroeste de la Península Ibérica se realizará un estudio de lineamientos estructurales a partir de la topografía.

Al igual que en Cataluña, este estudio se realiza tanto por interpretación directa del mapa de elevaciones sombreado de la zona como por la aplicación del método teledetectivo RV. Una vez identificadas los posibles "lineamientos" existentes en éste, se comprobarán su naturaleza y comportamiento estructural mediante la comparación con los datos que aportan las diversas cartografías geológicas y con los datos obtenidos de la literatura. Con ello de nuevo se pretende validar estos "lineamientos" como elementos estructurales reales, asociadas a deformación por transpresión dextral.

El estudio bibliográfico que se realiza para validar los "lineamientos" observados en el MDT calculado no pretende ser un trabajo de síntesis del estado de la cuestión sobre la estructura y evolución tardía en la zona noroeste de la Península. Solo se pretende evidenciar con datos suficientes la posibilidad de explicar par-

te de la fracturación tardía existente mediante mecanismos de deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple.

MDT de Galicia. Interpretación y aplicación del método del RV para teledetección

Hemos construido un modelo de elevaciones sombreado para toda la región de Galicia (fig. 11.5a). La información de partida se ha obtenido del departamento de Medioambiente de Galicia, en forma de mapa vectorial 1:200.000, con curvas de nivel cada 50 metros.

A partir de estos datos se construye un mapa de elevaciones sombreado, con resolución visual muy similar al utilizado en Cataluña. El *display* gráfico del modelo es RGB: 152/153/153, la orientación del sol es arbitraria, azimuth N135 y elevación sobre la horizontal de 30 grados.

La fábrica estructural que se observa de inicio en el MDT de Galicia es significativamente rectilínea, a pesar de la alta complejidad estructural que preconfigura el substrato. Los lineamientos rectilíneos que se observan, de manera más o menos continua atraviesan por completo, independientemente de por dónde pasen, el área ocupada por el modelo, además son muy abundantes.

Estos lineamientos, algunos de más de 200 km, cortan sin apenas desviarse todos los diferentes materiales y dominios geológicos del área de estudio (fig. 11.5b). Esto es un claro indicador de que interesan a toda la corteza.

Las principales direcciones que se observan a partir de una interpretación directa sobre el modelo de elevaciones sombreado (figs. 11.5 a y b) son:

- Lineamientos de dirección N 110. Estos se observan en prácticamente todo el área que ocupa el MDT. Trazas rectilíneas y continuas, que son mucho más abundantes en la zona norte de Galicia. Por su orientación coincidirían perfectamente con estructuras de tipología R.

- Lineamientos de dirección N 165-170. Junto con los anteriores, son los más evidentes en el modelo, igualmente rectilíneos y de continuidad importante (más de 200 km). Aunque se observan en todo el modelo, es en la costa oeste de Galicia donde son más llamativos. Podrían perfectamente coincidir con tipologías T según el elipsoide de deformación calculado para la USC.

- Lineamientos de dirección N 65. Estos son relativamente poco evidentes, aunque sí se observa alguno de longitud importante cruzando en esa dirección por la parte central del modelo. Por su orientación podrían coincidir con estructuras de tipo X.

- Lineamientos de dirección E-W. De gran tamaño, sólo se observa uno en la zona sur del MDT, pasando al sur de la ciudad de Orense. Aunque se localizan de manera dispersa por distintos lugares en Galicia, estos lineamientos están poco representados en comparación con los anteriores. Corresponderían a estructuras tipo *in line* si lo comparamos con el patrón estructural de la USC.

- Lineamientos de dirección N 25. Al menos se observa un lineamiento importante en esa dirección que tiene de manera más o menos continua más de 200 km de longitud. Tampoco es de los más importantes en cuanto a número. Podría corresponder a una de las familias de estructuras tipo X.

Ahora se procede a aplicar el método de teledetección del realce visual al modelo de elevaciones sombreado, además se mide la dirección de los lineamientos que se observan y se atribuyen tipologías estructurales en función de su orientación (no se presentan los resultados gráficos obtenidos sino únicamente las medidas realizadas en ellos). Los resultados son:

N 25; dirección correspondiente a lineamientos de tipo X.

N 67; dirección correspondiente a lineamientos de tipo X

N 90; dirección correspondiente a lineamientos de tipo *in line*.

N 107; dirección correspondiente a lineamientos de tipo R.

N 110; dirección correspondiente a lineamientos de tipo R.

N 165; dirección correspondiente a lineamientos de tipo T

N 170; dirección correspondiente a lineamientos tipo T.

Los lineamientos obtenidos mediante RV coinciden perfectamente con los observados directamente sobre el MDT (comparar el diagrama de direcciones obtenido, en negro en la fig. 11.5b, con los lineamientos cartografiados, en color).

La diferencia fundamental se encuentra en que con el método RV todas se observan mucho más profusamente y en toda el área ocupada por el modelo, al igual que para Cataluña. Con lo observado mediante RV difícilmente se puede discriminar qué zonas están más o menos deformadas, ya que incluso los materiales cuaternarios presentan en mayor o menor medida estos lineamientos.

En conjunto, y como patrón general, son coincidentes con las descritas anteriormente en el resto de zonas del norte de la Península Ibérica.

A continuación se compararán estos resultados también con los datos bibliográficos obtenidos de la literatura. Esto es lo que permitirá realizar definitivamente la adscripción tipológica que hasta ahora se ha sugerido para estos lineamientos.

Datos obtenidos de la literatura y de las cartografías geológicas existentes

Aquí se resumen algunas de las principales características de una serie de estructuras del noroeste peninsular (en, o cerca de Galicia) y que son perfectamente cartografiables en el MDT presentado anteriormente.

Figura 11.5a: Modelo de elevaciones sombreado de Galicia.

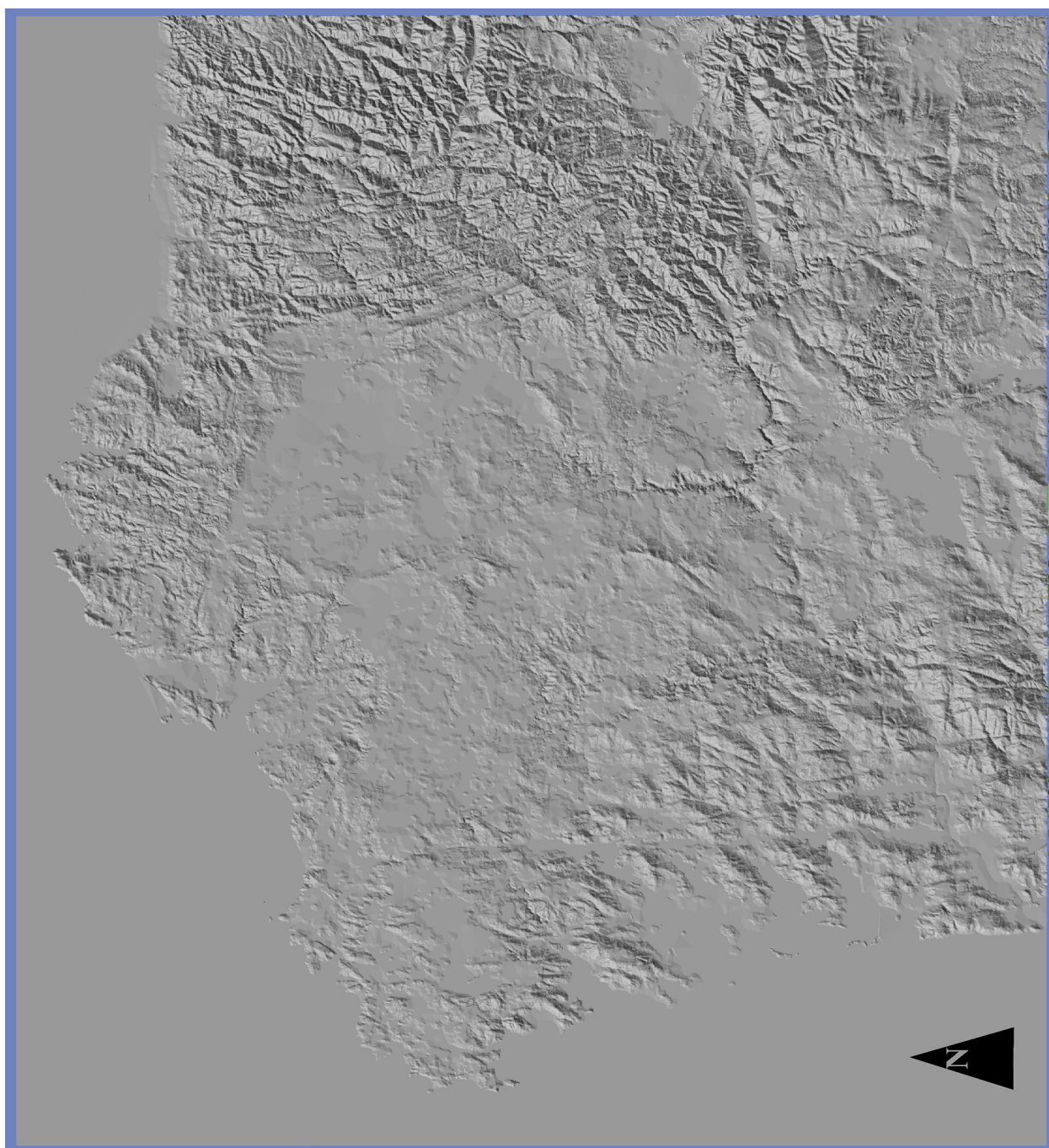
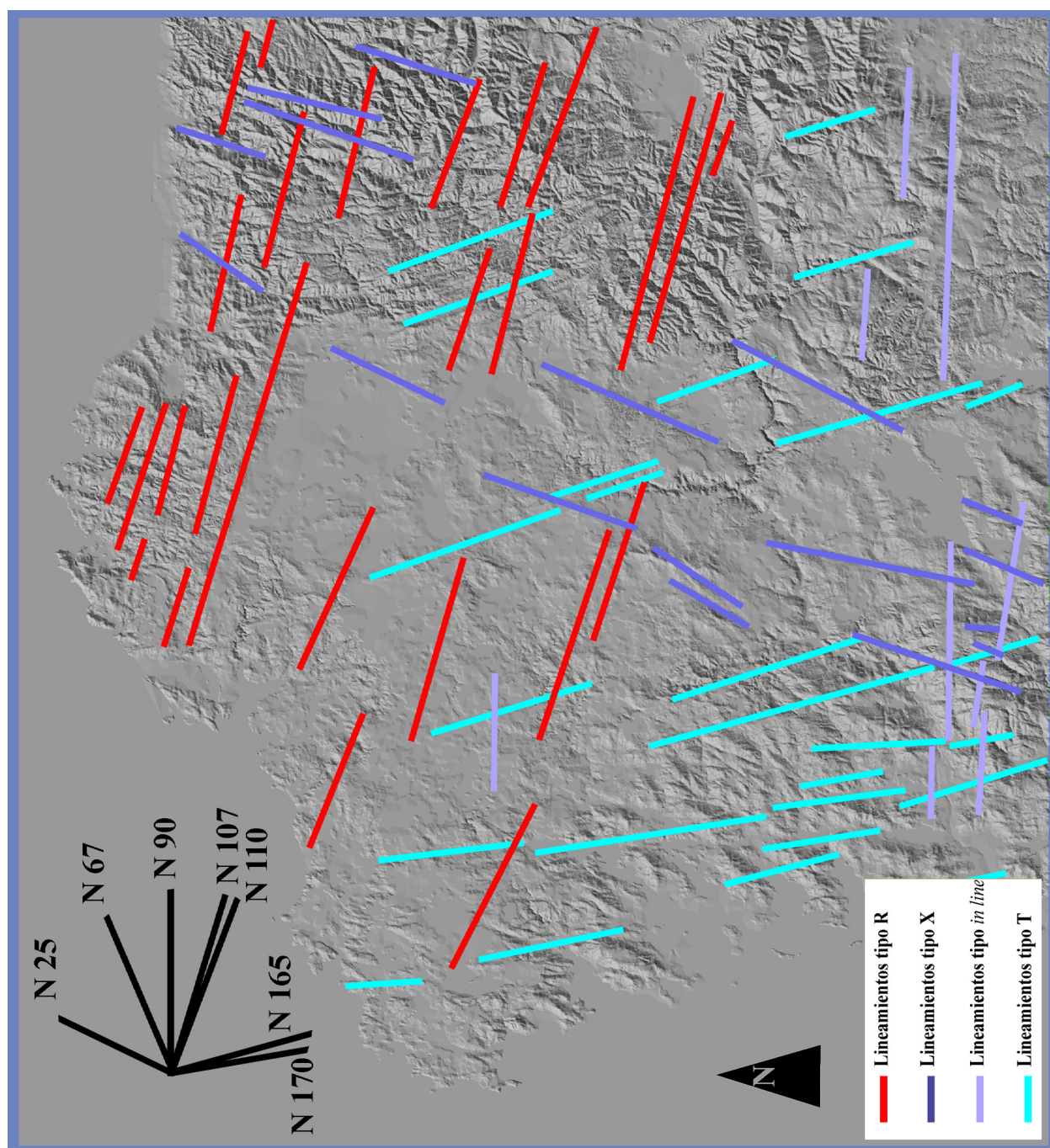


Figura 11.5b: Modelo de elevaciones sombreado de Galicia. Se representa la interpretación de algunos de los principales lineamientos estructurales en el modelo, en colores, y un diagrama de direcciones obtenido mediante la aplicación del método RV, en negro.



Estas estructuras están agrupadas en función de su comportamiento estructural (dextrales, sinestrales, extensionales, etc.) y de sus orientaciones. Además las agrupaciones son ya interpretativas, al adscribir determinadas estructuras y su funcionamiento a tipologías concretas dentro del modelo estructural presentado en la USC (deformación transpresiva dextral dominada por cizalla simple).

En los mapas de la serie magna del NO de la Península, consultables en la página web del IGME, se observan infinidad de fallas, en general marcadas como indiferenciadas, muchas de las cuales, por su orientación y comportamiento directamente deducido de la cartografía, pueden perfectamente ser atribuidas al modelo de "deformación frágil".

En algunos casos se hará referencia a la evolución de ciertas cuencas o a su génesis, para resaltar las características principales que condicionan su forma o evolución. En general las cuencas de las que se hará referencia son pequeñas y tienen potencias importantes en comparación con su tamaño. Algunas de ellas serán objeto de estudio más detallado en el apartado dedicado a la datación de la evolución estructural de estos conjuntos de "estructuras frágiles".

De cualquier forma, estas grandes estructuras de buzamientos subverticales, por su desarrollo, longitud y anchura, así como por el hecho de atravesar limpiamente distintos tipos de materiales orientados de maneras diferentes y por cortar estructuras previas, han de considerarse de escala cortical y por tanto interesando completamente al Macizo Hespérico (Vegas, 2005).

En cuanto a su evolución temporal, según indican los distintos mapas estructurales realizados en el *offshore* de Iberia, estas estructuras son posteriores a la subducción y consiguiente génesis del prisma de acreción alpino durante el Paleoceno-Eoceno en el norte peninsular (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Boillot y Malod, 1988; Cabrera *et al.*, 1996; Álvarez Marrón *et al.*, 1997; Vegas, 2005; Santanach *et al.*, 2005).

- Fallas dextrales tipo R. Dentro de esta tipología se incluyen las fallas de direcciones aproximadas N 110-135, característicamente rectilíneas, dextrales y de actividad relativamente reciente. Su longitud suele superar los 50 km y cortan estructuras y predisposiciones de materiales anteriores.

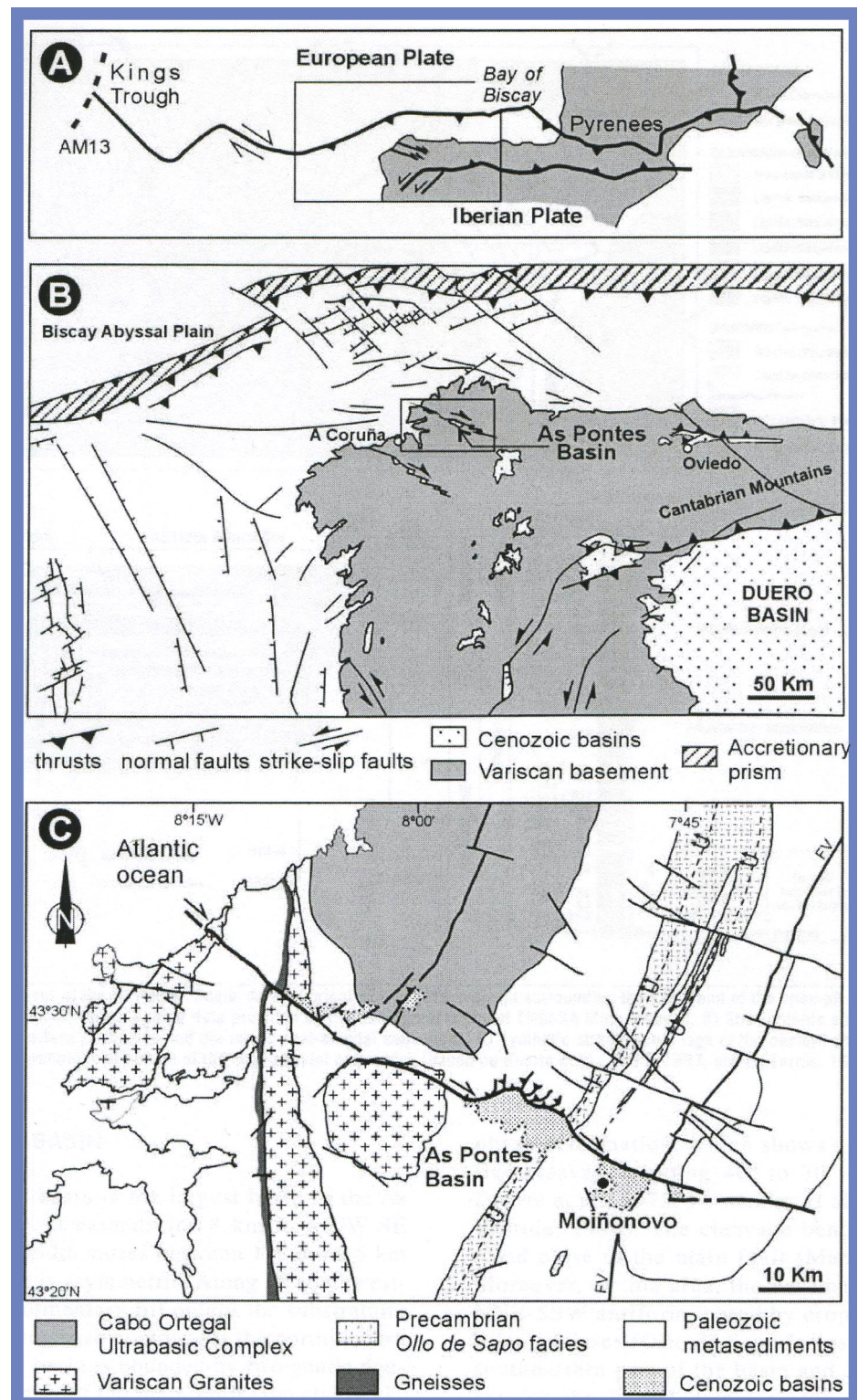
Las fallas más importantes cartografiadas son las de As Pontes, A Coruña y Meirama. Estas estructuras se siguen no solo en la parte emergida de Iberia sino también en el *offshore* del norte peninsular (Boillot y Malod, 1988).

Conjunto de fallas de As Pontes:

Este conjunto de fallas (ver 11.6) tiene un ancho cartográfico de hasta 10 km y una longitud de hasta 55 km según Cabrera *et al.* (1996). Su dirección cartográfica media es aproximadamente N 120. A lo largo de este conjunto de fallas, los materiales de basamento (Precámbricos y Paleozoicos) están afectados por desplazamientos laterales dextrales de hasta un kilómetro. Según estos autores este conjunto de fallas es notablemente más complejo y ancho que los que se desarrollan más al sur. Lo dividen en dos conjuntos menores principales que presentan una ligera desviación oblicua con respecto a la dirección principal del tren de fallas. Son los segmentos de Pedroso-Moeche y de As Pontes-Moiñonovo. Ambas estructuras están separadas por un relieve positivo, que los autores consideran relacionado con la actividad de estas estructuras y lo interpretan como un *compressive fault relay*.

Según estos autores, las cuencas generadas en el segmento de Pedroso-Moeche están relacionadas fundamentalmente con el desplazamiento dextral de este conjunto de fallas y ligadas también al funcionamiento de estructuras menores de dirección NE-SW y sinestrales, que denominan como asociadas de las grandes estructuras NW-SE. En

Figura 11.6: Tomado de Santanach *et al.*, 2005. Posición de las fallas de As Pontes y Meirama y cartografía de la falla de As Pontes.



cualquier caso y en detalle, la evolución de estas cuencas (Pedroso, San Saturnino y Moeche) es muy complicada (Cabrera *et al.*, 1996).

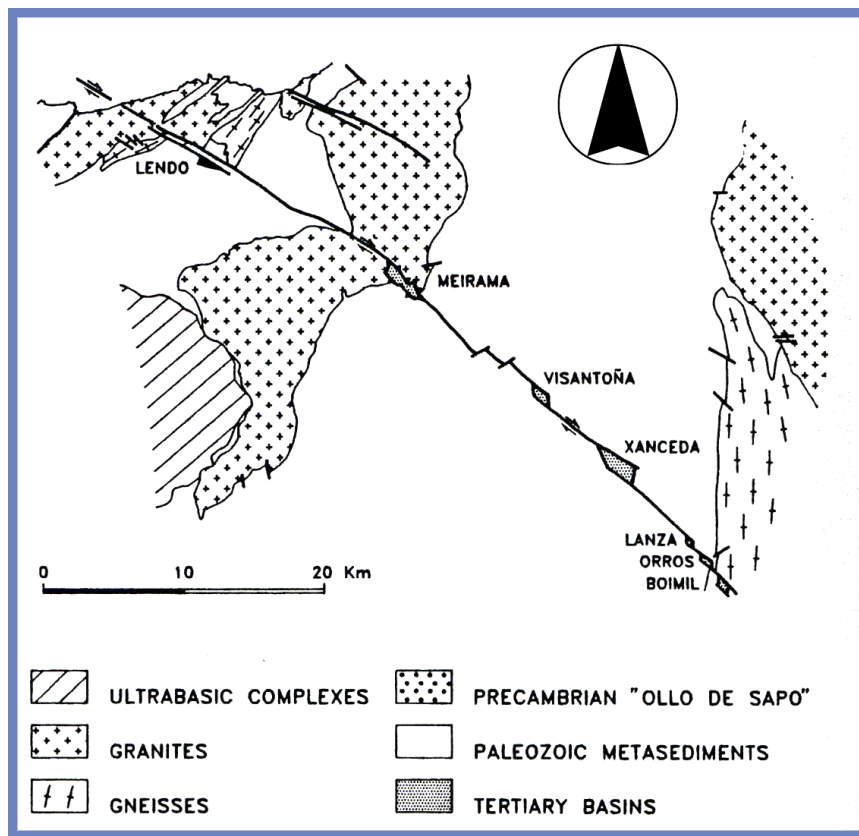
Las cuencas ligadas al segmento de As Pontes-Moñónovo (As Pontes y Raupar) se localizan a lo largo de una falla dextral mayor y la componente inversa de ambas hace que se relacionen genéticamente con zonas de *restraining bend*. Igualmente que

para las cuencas del segmento anterior, su evolución estructural es muy compleja (Cabrera *et al.*, 1996).

Conjunto de fallas de A Coruña:

Esta banda de deformación, significativamente menos estudiada que la anterior, cruza con dirección N 125 aproximadamente desde el *offshore* al oeste de Galicia hasta más de 50

Figura 11.7: Cartografía estructural de la falla de Meirama, Cabrera *et al.*, 1996). Posición en la fig. 11.6.



km tierra adentro (Heredia *et al.*, 2004). Igualmente genera una serie de cubetas terciarias poco estudiadas (Cabrera *et al.*, 1996). En la cartografía propuesta por los mencionados autores se puede observar que su comportamiento se interpreta como dextral (fig. 11.7). El lineamiento estructural es perfectamente cartografiable en el MDT presentado anteriormente (fig. 11.5a).

Conjunto de fallas de Meirama:

Este conjunto de fallas dextrales tiene una continuidad cartográfica de más de 55 kilómetros y hasta 3.5 de ancho cartográfico (Cabrera *et al.*, 1996), la dirección cartográfica media es aproximadamente N 125-130 (fig. 11.7). Los desplazamientos dextrales de los materiales precámbricos y paleozoicos del basamento a su paso son en algunos casos de hasta 1.7 km (Monge, 1987). Las cuencas pequeñas asociadas a esta estructura (Lendo, Visantoña, Lanza, Orros y Boimil) se interpretan como pequeños *pull-aparts* desarrollados en zonas de *releasing*

overstep. Las cuencas más grandes (Meirama y Lendo) se localizan en áreas de *restraining overstep* de la falla principal. La cuenca de Xanceda, la mayor de todas, también está localizada en una zona de *releasing overstep* y se desarrolla como una cuenca de tipo *pull-apart* (Cabrera *et al.*, 1996).

Estructuras tipo R en el *offshore* del NW de Iberia:

Independientemente de la interpretación estructural propuesta por los distintos autores que han trabajado en el tema, las cartografías estructurales básicas, basadas en sísmica de reflexión en *offshore*, batimetría a diversas resoluciones, datos del proyecto *Deep Sea Drilling*, etc., muestran un patrón estructural a grandes rasgos coherente (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Boillot y Malod, 1988; Cabrera *et al.*, 1996; Álvarez Marrón *et al.*, 1997; Vegas, 2005; Santanach *et al.*, 2005).

Este patrón responde a la génesis de un prisma de acreción de dirección aproximada E-W atribuido a

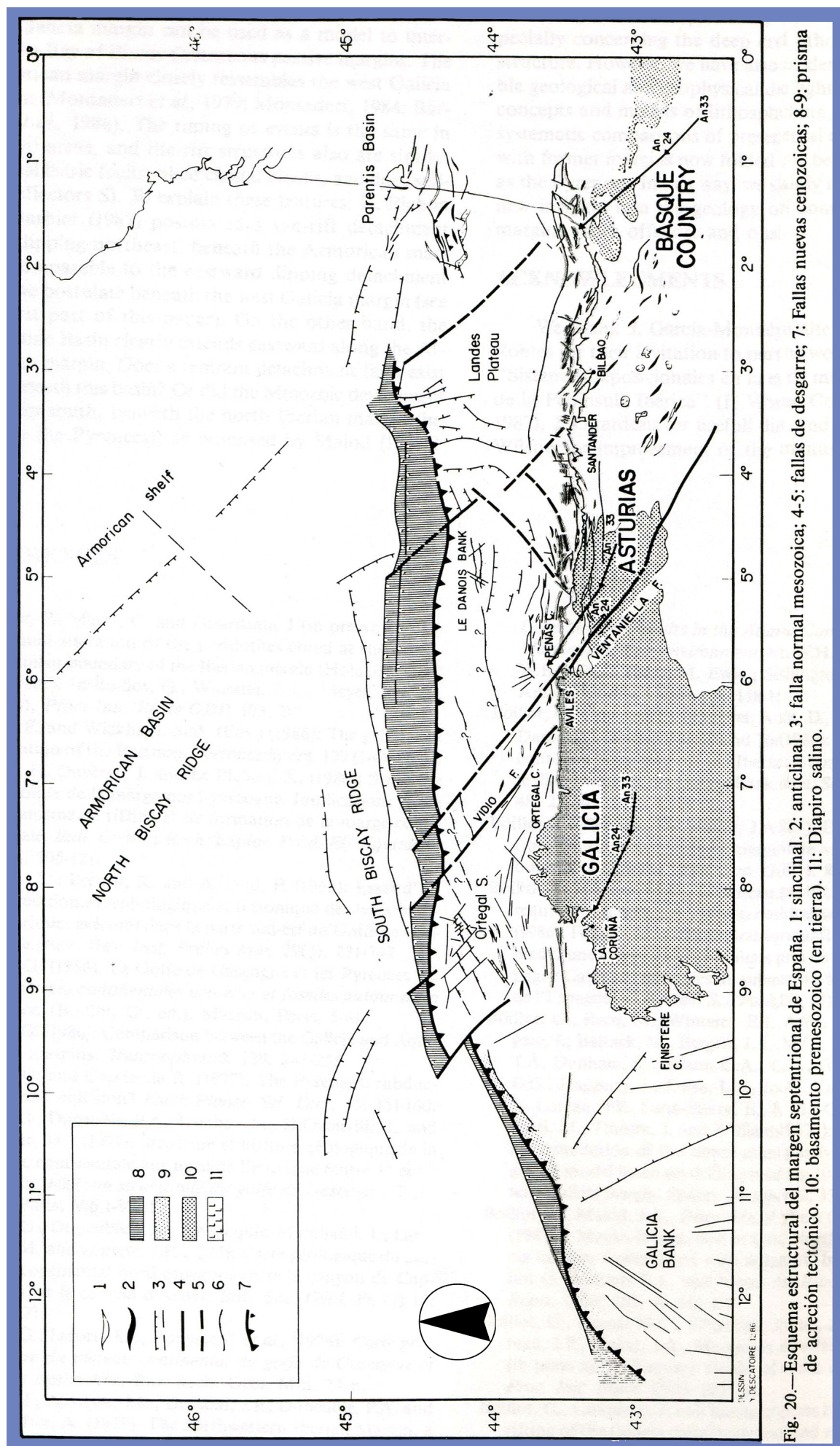


Figura 11.8: Estructuras tipo R en el offshore del N de la Península Ibérica, Boillot y Malod, 1988.

una edad Paleoceno-Eoceno como respuesta a la subducción en mayor o menor grado de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya entre la corteza continental de Iberia (Gallastegui, 2000), y posteriormente una segmentación de este prisma de acreción por fallas principalmente de dirección NW-SE, buzamiento vertical y componente dextral (fig. 11.8). Cartográficamente estas estructuras tienen una dirección N130 aproximadamente y saltos en dirección de entre 10 y 15 km según la cartografía propuesta por Boillot y Malod (1988).

Las correlaciones de detalle descritas por Álvarez Marrón *et al.* (1997) entre dos perfiles profundos de sísmica multicanal (ESCIN-4 y IAM-12) con los DSDP *Leg Sites* 118 y 119 (Laughton *et al.*, 1971) permiten al autor definir la evolución estructural en el tiempo de los sedimentos oceánicos del Golfo de Vizcaya a lo largo de las dos transversales. Estos autores sitúan los sedimentos discordantes con el prisma de acreción en edades que van del Oligoceno superior hasta la actualidad en el *Site* 119 y desde el Mioceno inferior hasta la actualidad en el *Site* 118. Estos sedimentos estarían cortados junto con el prisma de acreción por el conjunto de fallas tardías descrito anteriormente.

- Fallas sinestrales tipo X. Dentro de esta tipología se han incluido las estructuras de direcciones aproximadas N 10-35, rectilíneas, en general sinestrales con ligera componente inversa y de actividad relativamente reciente.

Este conjunto de fallas en el NW peninsular se desarrolla en una serie de bandas de deformación más o menos continuas y que en su conjunto están cartografiadas desde los corredores estructurales del Eo en la costa cantábrica, entre Asturias y Galicia, pasando por los montes de León hasta más al sur de Coimbra, ya en Portugal (geológico 1/1.000.000 de la Península Ibérica, IGME). El desarrollo de estas "estructuras frágiles" afec-

ta pues a un área de más de 500 km en dirección N10-35 y su anchura perpendicular a este conjunto en la cartografía 1:1.000.000 de Iberia es en general de más de 200 km (ver fig. 11.9). Al igual que para las estructuras de tipología R comentadas anteriormente, las fallas tipo X cortan todas las estructuras y predisposiciones de materiales anteriores. El conjunto de fallas discretas se comporta como una banda de deformación de tipo X a escala regional.

Las fallas de tipo X más importantes cartografiadas son los conjuntos de fallas de Vilarisa-Bragança, Regua-Verín y Guimaraes-Orense-Eo (fig. 11.9). Este conjunto de estructuras se extiende hacia el sur y es reconocido en el domo del Tormes (Antón y de Vicente, 2006) e incluso llega a reactivar el viejo lineamiento del dique de Alentejo-Plasencia (Capote *et al.*, 1996; Villarmor *et al.*, 1996).

Al contrario de lo que pasa con las estructuras tipo R, estas bandas de deformación propuestas aquí como de tipo X no están cartografiadas en el *offshore* del norte peninsular. Para una descripción en detalle de las características estructurales pormenorizadas de estas estructuras en Portugal se recomiendan los trabajos de Teixeira y Gonçalves (1980).

Conjunto de fallas de Vilarisa-Bragança:

Según Cabral (1989), posteriormente a la orogenia Varisca, el Macizo Hespérico es roto por una serie de estructuras sinestrales de dirección NNE-SSW (Ribeiro *et al.*, 1979).

La estructura principal entre todas éstas es el conjunto de fallas de Vilarisa-Bragança (fig. 11.9) con más de 200 km de continuidad cartográfica y salto máximo en dirección de hasta 8 km, controlado por el desplazamiento de estructuras previas a lo largo del plano de falla (Cabral, 1989). Esta falla genera en algunos lugares elevaciones verticales de más de 400 metros (*push-up* locales) propuestos como de edad pliocena y holocena (Cabral, 1989).

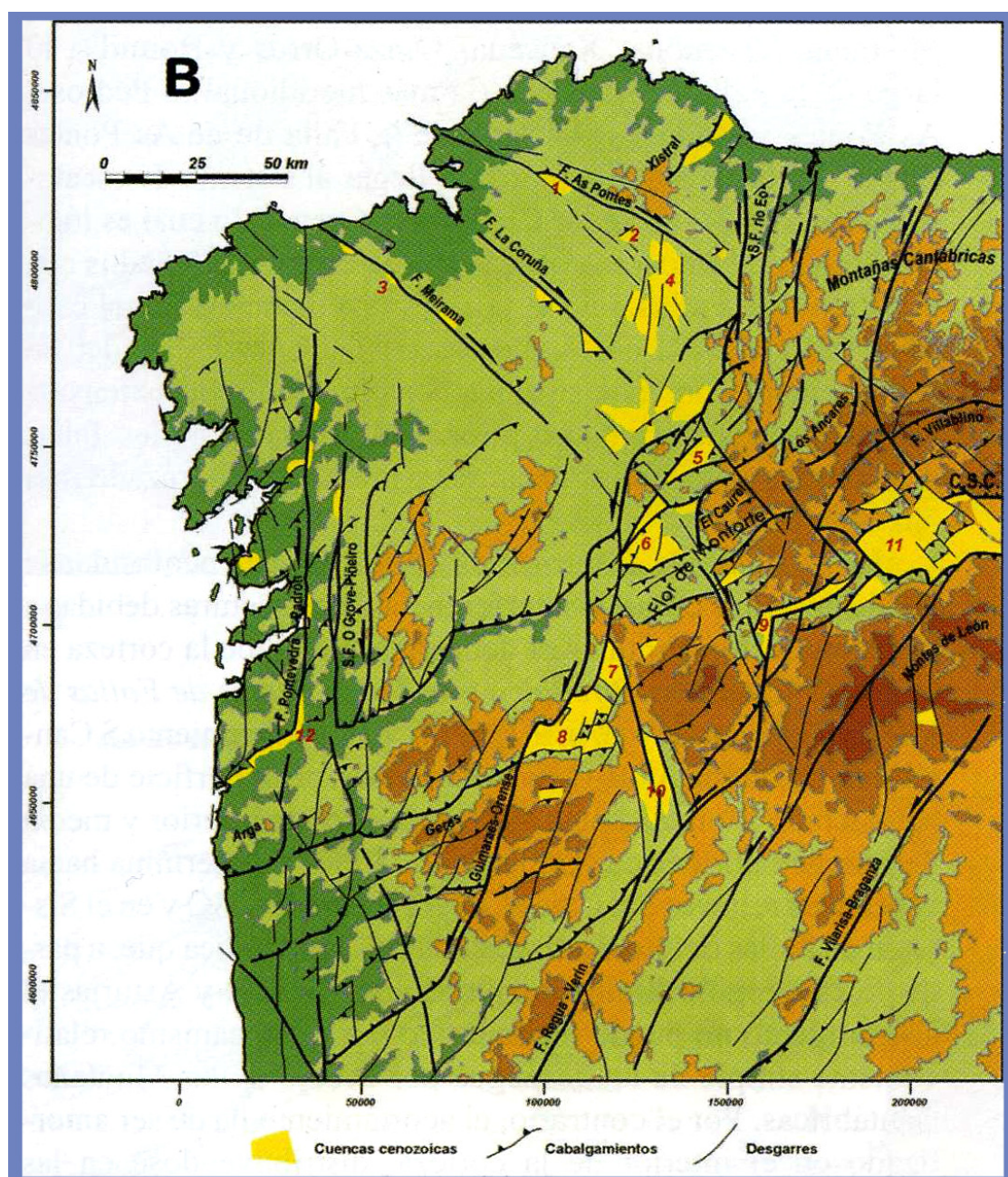


Figura 11.9: Posición de las principales estructuras atribuidas a tipologías X, R y T en el NW peninsular, modificado de Heredia *et al.*, 2004.

Este autor propone un salto sinistral de esta falla de más de un kilómetro sólo para el Plio-Pleistoceno, a partir de la desviación del río Duero en esta zona.

Explícitamente indica que gran parte del modelado estructural, topográfico y por tanto geomorfológico del norte de Portugal se debe a una fuerte actividad neotectónica intraplaca, en la que estos corredores estructurales que responden a deformación transpresiva sinistral configuran el principal papel en la deformación reciente.

Conjunto de fallas de Regua-Verín:

También de dirección media aproximada N10-20, encontramos este corredor estructural sinistral con componente inversa (Teixeira y Gonçalves, 1980; Vegas *et al.*, 2004) (fig. 11.9). Los saltos en dirección a lo largo de su traza son similares a los de Vilarica-Bragança y son muy claros en las zonas en las que desplaza estructuras previas.

A su paso, igual que el corredor de Vilarica-Bragança, deja una serie de escalonamientos (*restraining*

bends) que se corresponden con sierras alargadas de dirección N 10-15 (Vegas *et al.*, 2004). En contraposición se generan también a su paso una serie de cubetas tipo *pull-apart* rellenas de materiales Neogeno-Cuaternarios.

Por sus dimensiones es muy probable que interese a toda la corteza al igual que el corredor de Vilarrica-Bragança (Walsh y Watterson, 1988). En la cartografía Magna son fácilmente reconocibles algunas de las propiedades descritas para este conjunto de fallas (por ejemplo en la Hoja MAGNA nº 303, Verín).

Conjunto de fallas de Guimaraes-Orense-Eo:

De orientación y comportamiento relativamente similares a las descritas anteriormente se encuentra también el conjunto de fallas de Guimaraes-Orense-Eo (fig. 11.9). Se sitúa un poco más hacia el oeste (Heredia *et al.*, 2004) y sus características en las distintas cartografías de la serie MAGNA dejan pocas dudas sobre su carácter sinistral.

Conjunto de fallas del Domo del Tormes:

Al oeste de Zamora se encuentra la estructura granítica del Domo del Tormes, de origen Varisco en la que los mecanismos focales de seismos recientes son coherentes con lo observado en el resto de bandas de deformación sinestrales del occidente ibérico.

Según Antón y de Vicente (2006), y a partir de un registro de 38 seismos, infieren que la actividad tectónica actual es de carácter sinistral con direcciones N 10 en las estructuras principales activas. El mapa de lineamientos estructurales y fallas de la zona muestra una alineación similar a los conjuntos de estructuras sinestrales con componente inversa comentados anteriormente.

- Fallas extensionales y ligeramente dextrales (N-S). Según Ferrús y Santanach (1994) las cuencas alargadas y de dirección N-S del oeste de Galicia podrían estar limitadas por fallas extensionales y presentarían cuencas tipo *pull-apart*, relacionadas con las fallas en dirección que se prolongan hacia el sur (según Santanach, 1994), ya en Portugal (Teixeira, 1972).

Estas cuencas son las de Tena, Tuy y Monçao (Cabrera *et al.*, 1996), condicionadas por la actividad reciente de las fallas de Pontevedra-Padrón y de O Grove-Piñeiro (Heredia *et al.*, 2004) (ver fig. 11.8).

Comparación de los datos cartográficos y bibliográficos con los obtenidos a partir del MDT

Dentro del marco de una "deformación frágil" relativamente reciente, la comparación entre las estructuras cartografiadas y estudiadas en los diversos trabajos sobre geología en Galicia y los lineamientos obtenidos en el MDT es factible. De hecho casi todas los lineamientos tienen comportamientos, tomados de la literatura, que los hacen compatibles con las distintas tipologías estructurales asociadas a deformación por transpresión dextral.

Los lineamientos obtenidos del MDT de Galicia y atribuidas a tipologías estructurales relativas a deformación por transpresión dextral por comparación con las de la USC son:

Lineamientos de tipo X, dirección N 25.

Lineamientos de tipo X, dirección N 67.

Lineamientos de tipo *in line*, dirección N 90.

Lineamientos de tipo R, dirección N 110.

Lineamientos de tipo T, direcciones N 165 y N 170.

A partir de la literatura se han descrito una serie de fallas que sobre direcciones concretas tienen comportamientos definidos:

- Fallas dextrales de dirección N 110-135 con salto predominante en dirección y componente inversa. Fallas de As Pontes, Coruña, Meirama y fallas del *offshore* del N de Iberia.

- Fallas sinestrales de dirección N10-N35 con salto predominante en dirección y componente inversa. Fallas de Vilarisa-Bragança, Regua-Verín, Guimaraes-Orense-Eo, etc.

- Fallas de dirección N-S extensionales con componente dextral. Fallas de Pontevedra-Padrón y O Grove-Piñeiro.

Estos tres conjuntos coinciden casi perfectamente con las direcciones y comportamientos de las estructuras tipo R, X y T respectivamente obtenidas para deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple en la USC y con los lineamientos estructurales obtenidos a partir del MDT de Galicia.

Existen ligeras diferencias en la dirección de las estructuras en función del método de trabajo empleado para tomarla (MDT, bibliografía o cartografía geológica).

Para estas “estructuras frágiles” en la USC se ha comprobado que se comportan de manera anastomosada, discontinua, dependiente de la presencia de niveles dúctiles en profundidad en cuanto a su morfología cartográfica en superficie. También se comentó la dificultad que conlleva la cartografía de estas estructuras incluso en la USC, donde los afloramientos son excepcionales y también la calidad de la geoinformación utilizada.

Las diferencias en las direcciones cartográficas de algunas de estas estructuras que en algunos casos llegan a los 20 grados (estructuras R a partir de la bibliografía o de los MDTs) pueden estar relacionadas con una serie de factores; por un lado, la dificultad de cartografiar estas estructuras en el campo en una zona como Galicia, con un clima atlántico que propicia la existencia de una importante cobertera vegetal y por tanto fal-

ta de buenos afloramientos. En Galicia, muchas de las medidas estructurales de estos conjuntos de fallas están realizados en áreas cercanas a cuencas asociadas (objetivo de estudio geológico) y estas cuencas están normalmente situadas en zonas de curvaturas o inflexiones de las trazas de las fallas que las generan.

Por otro lado, sabemos que en contextos de deformación por cizalla simple se producen de manera habitual rotaciones horarias y antihorarias con la evolución de la deformación (ver apartado 2.5.4). Además, esta tipología de “deformación frágil” podría reflejarse de manera ligeramente diferente de este a oeste a lo largo de la Península Ibérica en función de la presencia o no de cobertera mesozoica sobre el basamento. Esto, junto con la existencia de niveles de despegue dúctiles, se ha interpretado como un factor fundamental que condiciona la morfología cartográfica de estos conjuntos de “estructuras frágiles” en la USC (ver apartado 6.1).

La mezcla de todos estos factores permite explicar la aparente diferencia en las direcciones de las fallas en función del método utilizado para su evidenciación.

Una vez aclarado esto, se puede afirmar que los datos cartográfico-bibliográficos validan los lineamientos obtenidos al compararlos con el mapa de lineamientos en el MDT de Galicia. Además, la comparación de los dos conjuntos de datos con las direcciones y comportamientos de estructuras-tipo, generadas en un régimen de deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple en la USC, permite extender esta misma tipología de deformación hacia el oeste peninsular.

Tanto en Galicia como en Cataluña se observan a grandes rasgos prácticamente las mismas direcciones y los mismos comportamientos para las distintas tipologías de “estructuras frágiles” asociadas.

A continuación se van a comentar dos conjuntos de fallas que se atribuyen a tipología X y R respectivamente en este trabajo. Estas abarcan un área geográfica importante y en parte cubren el espacio entre las “estructuras frágiles” estudiadas en el E y el W del norte peninsular.

11.1.1.4 Reactivación del lineamiento de Alentejo-Plasencia

Esta megaestructura cortical, de dirección N 50-55 en su parte norte y N 30 en la más suroccidental (Capote *et al.*, 1996), está favorablemente orientada para su reactivación en transpresión dextral. Independientemente de la génesis de este dique diabásico durante el Jurásico, su reactivación tardía está favorecida por el hecho de que el dique debe interesar a la totalidad de la corteza (Capote *et al.*, 1996, fig. 11.10).

Dicha reactivación tardía es lo que Capote *et al.*, (1996) proponen como falla de Alentejo-Plasencia. La reactivación en función de los datos aportados es claramente sinistral y por estas características se considera como de tipología X en este trabajo.

El desplazamiento propuesto por estos autores a partir del movimiento relativo sobre la falla de estructuras pre-

vias oscila entre 1 y 3 km. Los autores claramente observan el desarrollo de una serie de *restraining bends* y *releasing bends* asociados, en algunos de los cuales se desarrollan pequeñas cuencas de tipo *pull-apart*.

Una de ellas, la denominada cuenca *pull-apart* de Plasencia, contiene un relleno sedimentario en el cual se estudió una fauna de vertebrados encontrada. Según Hernández Pacheco y Crusafont (1960), esta fauna pertenece al Aragoniense medio como se comentará más adelante.

Además, en dos de estos *pull-apart*, tanto el de Cañaveral como el de Albarregena, se han encontrado evidencias geomorfológicas suficientes como para afirmar que esta reactivación tardía de la estructura de Alentejo-Plasencia, además de deformar y fracturar los sedimentos miocenos, puede llegar hasta el Plio-Cuaternario (Villarmor *et al.*, 1994).

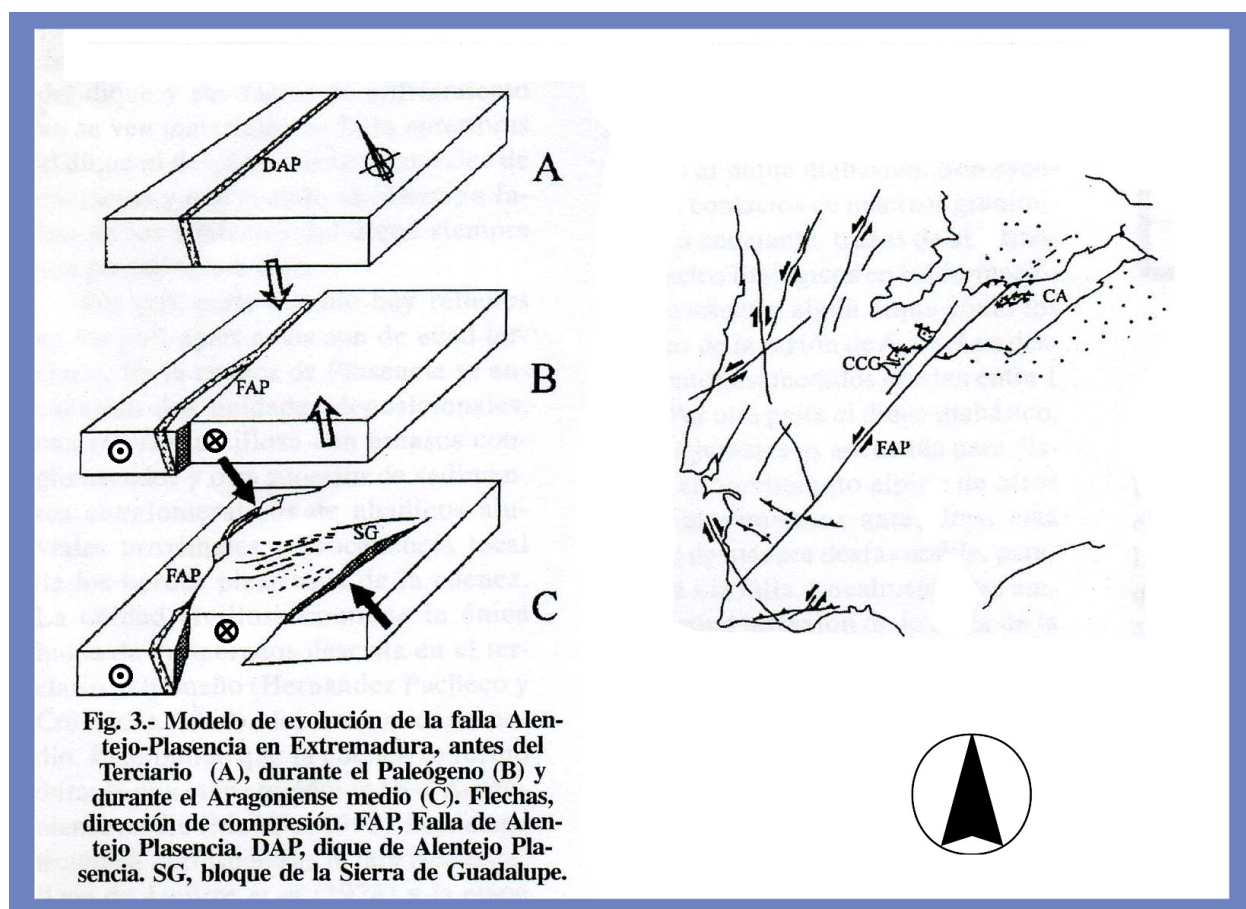


Figura 11.10: Posición de la falla de Alentejo-Plasencia (FAP) en el sentido de Capote *et al.* (1996) y modelo de evolución, modificado de Capote *et al.* (1996).

11.1.1.5 Conjunto de fallas en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos

Bergamín *et al.* (1996) realizan un mapa de gradientes de las anomalías de Bouguer en lo que denomina zona de unión entre la Cadena Ibérica y el Sistema Central (figs. 11.11 y 11.12). Este mapa se realiza a partir de la medida de 5.740 estaciones.

El área que ocupa abarca más de 200 km en dirección E-W y más de 150 en N-S. El objetivo a priori es cuantificar el desplazamiento de una serie importante de estructuras de dirección NW-SE, dextrales, de edad miocena y de carácter anastomosado en superficie (de Vicente *et al.*, 1996). Dicho carácter dificultaba el cálculo del salto en superficie.

A partir del mapa de anomalías de Bouguer generado se calcula un modelo de elevaciones sombreado. En este modelo, según los autores, quedan claramente representadas las fallas de borde del sistema central. Estas fallas de borde norte y sur del sistema central se toman como marcadores de la deformación posterior.

En su interpretación, estas estructuras de dirección N 50 están cortadas por una serie de fallas posteriores y en dirección N 120 dextrales y una N 5 sinistral. El desplazamiento horizontal acumulado por las estructuras tardías es de aproximadamente 34 km según Bergamín *et al.* (1996).

Las estructuras más importantes identificadas se correlacionan en superficie con la falla de Somolinos-Sigüenza, la falla del Duero y la falla de Soria, que se relacionarían con los márgenes S y E de Cameros. Estas tres estructuras serían dextrales, de dirección N 120, tendrían buzamientos subverticales del plano de falla y una evolución temporal neógena (Bergamín *et al.*, 1996). En el presente trabajo se atribuyen a estructuras tipo R por comparación con las observadas en el N y W peninsular.

La estructura que Bergamín *et al.* (1996) denominan falla de Soria está estudiada en superficie por Maestro González y Casas Sainz (1995). Los rasgos principales descritos en el artículo de Maestro González y Casas Sainz (1995) a partir de síntesis bibliográfica previa y datos propios para esa zona, a grandes rasgos coincide con lo expuesto por Ber-

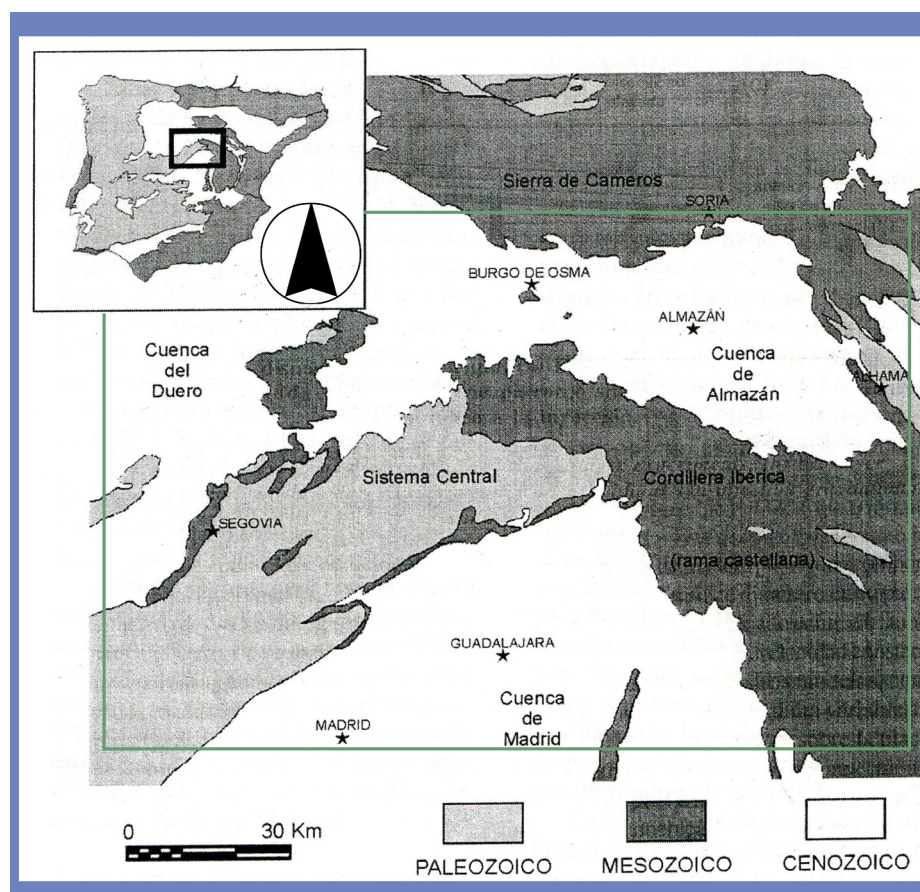


Figura 11.11: Posición de la fig. 11.12, Bergamín *et al.*, 1996.

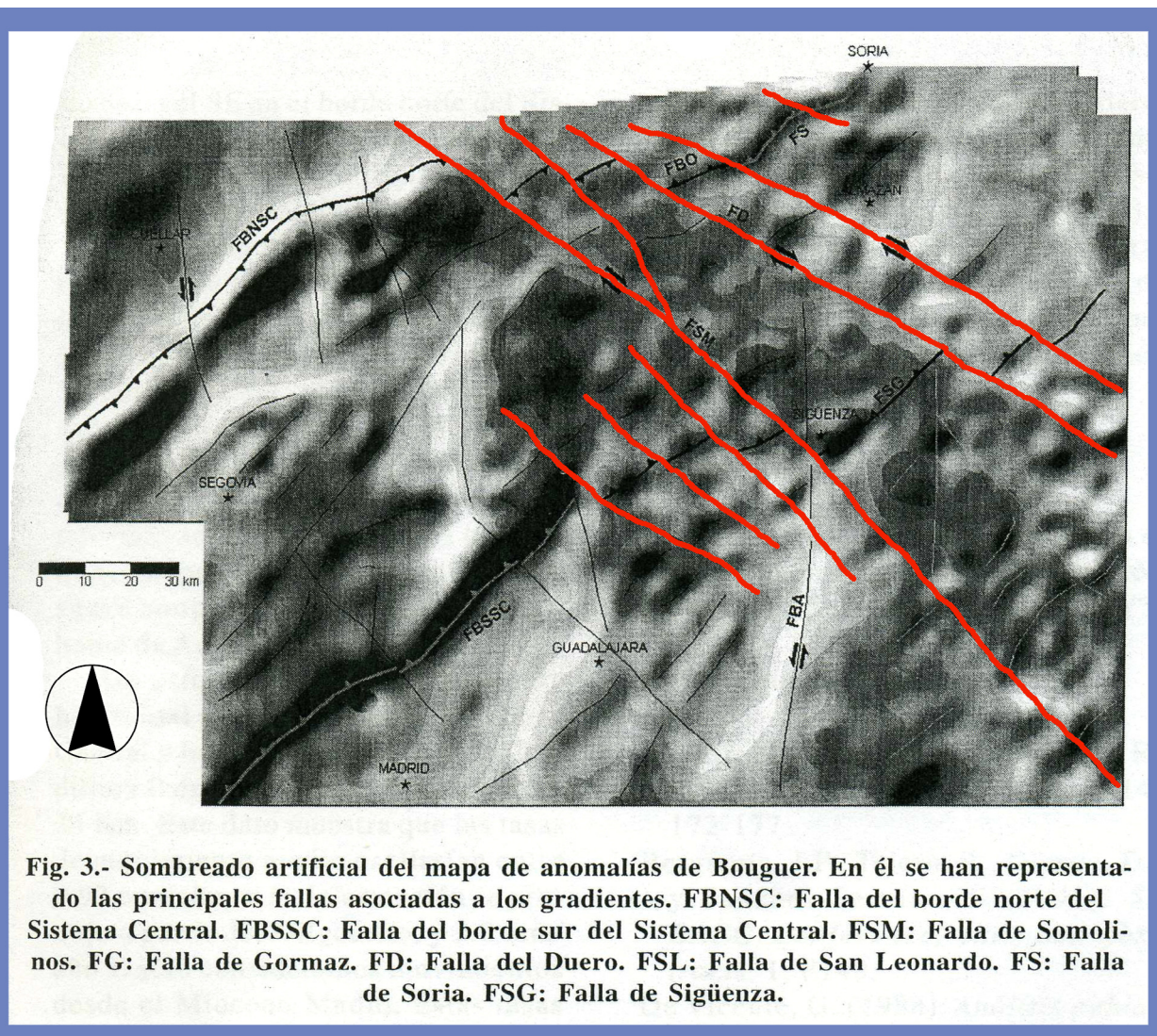


Figura 11.12: Modelo de elevaciones sombreado del mapa de gradientes de las anomalías de Bouguer, modificado de Bergamín *et al.*, 1996. Resaltadas en rojo las principales estructuras tipo R. Posición en la fig 11.11.

gamín *et al.* (1996) e implican un desplazamiento dextral con componente inversa para la falla de Soria.

Las posibles estructuras existentes de tipología X y dirección N 40-50 tendrían poca opción de ser evidenciadas ya que ésta es la orientación de los marcadores regionales profundos que se toman como señal del desplazamiento de las estructuras tardías.

Muchas de las estructuras dextrales con componente inversa, estudiadas a partir de datos de campo en la misma zona geográfica que el estudio geofísico, son coherentes y compatibles con este estudio (de Vicente *et al.* 1994; de Vicente *et al.*, 1996; Ubanell, 1983; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; Maestro González y Casas Sainz, 1995; y un largo etcetera).

11.1.1.6 Discusión del marco geográfico para la deformación dominada por cizalla simple

Se han cartografiado y evidenciado en los MDTs de Cataluña, Galicia y Pirineos una serie de lineamientos estructurales que aparecen de manera profusa. Estos, por comparación con datos tomados de la literatura y cartografías geológicas, tienen direcciones y comportamientos similares a las descritas a partir de datos de campo en la USC y por tanto se han atribuido a tipologías similares.

Se han atribuido a estructuras tipo R y coherentes con este conjunto las publicadas por Thomas y Delfaud (1990) en la falla de Loiti y las bandas de deformación de Ubierna y Ventaniella ya que su dirección, comportamiento y datación

relativa son similares a las descritas para esa tipología en la USC. En el NW peninsular (Galicia y Portugal) se han atribuido a estructuras tipo R, X o T muchas de las principales fallas cartografiadas y que presentan actividad tardía.

También se han atribuido a estructuras tipo R las publicadas por Bergamín *et al.* (1996) a partir de estudios geofísicos en la zona de unión entre la Cadena Ibérica y el Sistema Central. Estas últimas están correlacionadas con trabajos en superficie que confirman el carácter tardío, rectilíneo y dextral con componente inversa (de Vicente *et al.*, 1994; de Vicente *et al.*, 1996; Ubanell, 1983; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; Maestro González y Casas Sainz, 1995).

Se ha aportado un número significativo de datos, ejemplos de distintas fuentes y metodologías que permiten evaluar la deformación por transpresión dextral expresada en este cortejo de estructuras con salto predominante en dirección como un proceso regional, de escala cortical, y por tanto respondiendo a la cinemática de las placas Europea e Ibérica.

No se han encontrado los límites geográficos de propagación de esta "deformación frágil". Queda reflejada al menos desde latitud 39 N (reactivación tardía del dique de Alentejo-Plasencia y génesis de pequeños *pull-apart* relacionados con reactivación sinistral) hasta latitud 44.5 N (modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) en dirección N-S y al menos desde longitud 4 E (Montaña Negra, modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) hasta longitud 10 W (*offshore* de Galicia).

Con los datos evaluados hasta el momento se puede justificar una extensión geográfica E-W que abarca todo el norte de la Península Ibérica (incluido parte del *offshore* cantábrico) y sur de Francia, haciendo factible suponer que este proceso sea también extrapolable a parte del *offshore* E y W de la Península.

La fracturación asociada se ha distribuido de manera relativamente homogénea, interesando a la corteza de las dos placas continentales.

Todo ello permite deducir que para el conjunto Iberia-Europa existe un patrón de deformación de escala cortical que responde claramente a una convergencia oblicua.

Esto indica un desplazamiento relativo de Iberia con respecto a Europa hacia el W. El desplazamiento se realizaría sobre una PDZ que tendría dirección N85-90. Esta PDZ se encontraría o sería la zona situada entre la unidad de las Nogueras al sur y el extremo sur de la cuenca de Aquitania al norte para el E de la Península.

Se han identificado dos bandas de deformación de tipo X en el N peninsular, una ya descrita atravesando la USC y el pirineo Axial (apartado 9.1.5) y otra en el W de la Península. Esta última tiene carácter tardío, sinistral, con componente inversa y que en su desarrollo configura una serie de cuencas (fig. 11.9), en general tipo *pull apart*. Comparando con el mapa geológico 1:1.000.000 de Iberia, esta banda de deformación tiene una longitud de más de 300 km en dirección media N 30 y un ancho cartográfico superior a los 100 km.

Las estructuras sinestrales tipo X son las que muestran rangos de direcciones más amplios, entre N 5 y N 65. Esto lo relacionamos con la componente rotacional intrínseca a estas estructuras (ver apartado 2.5.2.5).

Las estructuras tipo R se han detectado en direcciones entre N 110 y N 135, posiblemente reflejando rotaciones horarias asociadas a la deformación por transpresión dominada por cizalla simple.

El carácter rectilíneo y la fuerte expresión geomorfológica de las estructuras parece indicar que su evolución temporal es reciente y desde luego la última importante en el registro geológico.

Este patrón definido de fracturación, que se resuelve en lineamientos relativamente discretos sobre ángulos concretos y con comportamiento fractal, ha de ser un condicionante de primer orden en el desarrollo geomorfológico actual del norte de la Península Ibérica y sur de Francia.

Algunas fallas generadas en el contexto de deformación por transpresión dominada por cizalla simple tienen un registro de actividad muy reciente (Plio-Cuaternario-Reciente) y por tanto parte de la actividad neotectónica y sismotectónica también es posible, para el NW de Iberia, explicarla dentro de este marco conceptual.

Todo ello permite abordar un intento de datación de la deformación a partir de la información regional.

11.1.2 Ampliación del marco temporal de la "deformación frágil" para el N peninsular

A continuación se procede a la ampliación del marco temporal de desarrollo de la deformación dominada por cizalla simple a partir de datos bibliográficos del N y W peninsular. Muchos de estos datos están vinculados a las estructuras comentadas en el apartado anterior.

A partir de los datos expuestos en el anterior análisis de la extensión geográfica, se puede apreciar ya que el tiempo involucrado es relativamente importante; por un lado las cuencas *pull-apart* de Galicia marcan claramente el inicio en el Oligoceno y mucha actividad de estas "estructuras frágiles" durante el Mioceno. Así mismo, algunas de las estructuras ya comentadas tienen actividad durante el Cuaternario. Por último, también se ha comentado que el estudio de los mecanismos focales de algunos terremotos actuales es coherente con el desarrollo de estructuras tipo R, *in line* y X.

Este marco introductorio que se desarrollará a continuación ya permite empezar a plantear que la evolución temporal ocurre en un intervalo que va desde algún momento del Oligoceno hasta la actualidad.

Esto es perfectamente coherente con la linealidad de las estructuras "frágiles" (son las últimas generadas), la importancia de las bandas de deformación de tipo X (que necesitan una cierta evolución de la deformación para desarrollarse) o con las diversas curvas de deriva

continental propuestas para Iberia en ese lapso temporal. Esto último se comentará más en detalle en el apartado 11.3.1.

Para establecer el límite temporal inferior se van a estudiar aquellas cuencas que estén relacionadas de manera inequívoca con movimientos discretos de estructuras-tipo claramente vinculadas a "deformación frágil". Las que se consideran más fiables son las de tipo *pull-apart*, ya que están vinculadas a la evolución de las fallas mayores que las generan. Igualmente se utilizarán este tipo de cuencas para inferir el desarrollo temporal de la deformación lo largo del Mioceno.

Se van a comparar algunos datos relativos al cálculo de mecanismos focales en la falla de Ventaniella para confirmar que en el NW de la Península los procesos de deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple están generando estructuras a día de hoy. Todo ello de manera coherente con lo estudiado en el capítulo 8.

Esta subdivisión en apartados relacionados con la evolución temporal es imposible hacerla de manera absoluta ya que muchas de las estructuras, cuencas o procesos estudiados, temporalmente solapan parcialmente los límites cronológicos indicados.

11.1.2.1 Límite cronológico más antiguo y prolongación de su actividad durante el Neógeno

El registro geológico más antiguo asociado a la "deformación frágil" que dispone de una datación paleontológica está en Galicia. Se encuentra asociado a cuencas condicionadas por la evolución de estructuras aquí consideradas de tipo R y X. La fallas de As Pontes y Meirama serían las que condicionan la existencia de estas cuencas en bandas de deformación de tipología R.

Las cuencas asociadas a estructuras tipo X están alineadas en dirección NE-SW y responderían a la actividad de las principales bandas de deformación comentadas anteriormente (ver fig. 11.9, 11.14, 11.15 y 11.16). Algunas de las que

se disponen más datos en la literatura y que aquí se comentan son las cuencas tipo *pull-apart* asociadas a la actividad reciente de la falla de Alentejo Plasencia, la cuenca de Vilarisa en la banda de deformación de Vilarisa-Bragança y el conjunto de cuencas en el oriente de Galicia denominadas Villalba, Paramo, Sarria, Chantada, Monforte, Maceda y Xinzo da Limia (Cabrera *et al.*, 1996; fig. 11.16) junto a las cuencas de El Bierzo y Verín (Santanach, 1994).

En esta zona del NW peninsular existen una serie de cuencas terciarias (Birost y Sabaris, 1954; Virgili y Brell, 1975; Martín Serrano, 1979; Santanach *et al.* 1988 y Cabrera *et al.*, 1996) con rellenos continentales, algunas de las cuales están asociadas a dos conjuntos de fallas dextrales importantes, fallas de As Pontes y Meirama (Monge, 1987; Santanach, 1988) (fig. 11.16).

Estas cuencas en zonas dominadas por cizalla simple son pequeñas y reflejan modificaciones locales de los campos de esfuerzos regionales (Cabrera *et al.*, 1996). Dentro de este marco general, la génesis local de estas cuencas según Cabrera *et al.* (1996) se debe a:

- 1) Terminaciones contractivas (Cuencas de Pedroso, San Saturnino y Moeche).
- 2) *Restraining bends* asociados a las fallas mayores (As Pontes y Roupár).
- 3) *Restraining oversteps* (Meirama).
- 4) *Releasing oversteps* (Moiñono-vo, Visantóña, Xanceda, Lanza, Orros, y Boimil).

Evolución de la cuenca de As Pontes

La cuenca de As Pontes, junto con las de Cantalarrana, Roupár, etc., se encuentra asociada al conjunto de fallas de As Pontes (Santanach, 1994), de dirección cartográfica aproximada N 120 y comportamiento dextral (ver apartado anterior, fig. 11.6).

La cuenca terciaria de As Pontes ha sido estudiada con mayor detalle que las anteriores porque contiene un yacimiento de lignitos pardos que ha sido tradicionalmente explotado. Es alargada, pequeña (18 km²) y con una potencia de relleno de hasta 400 m (Sáez y Cabrera, 1994).

Según los datos de Ferrús (2001), esta cuenca presenta un fuerte control estructural tanto en la evolución de la arquitectura deposicional como en la evolución de la subsidencia. Según Santanach *et al.* (1988) y Sáez y Cabrera (1994), la génesis de esta cuenca se asume como cuenca en dirección o según Ferrús (1994) y en términos de Cristie-Blick y Biddle (1985) como una cuenca situada en un *gentle restraining bend*, todo ello como consecuencia del desplazamiento dextro de la falla o conjunto de fallas de As Pontes.

Los datos bioestratigráficos obtenidos del estudio de micromamíferos, grandes mamíferos, peces, macrorestos vegetales y moluscos indican que su evolución temporal va del Oligoceno inferior al Mioceno (López Martínez *et al.*, 1993), tanto para esta cuenca como para la de Roupár (aunque en ésta de manera tentativa). A la base del relleno de la cuenca de As Pontes, en unos niveles arcillosos verdes, se encuentra la presencia del roedor cf. *Issiodoromys minor*, que temporalmente se sitúa en el principio del Oligoceno superior, zonas MP 25-26.

La presencia de Antracotéridos en niveles suprayacentes es probablemente atribuible todavía al Oligoceno, mientras que la flora de los lignitos de los niveles superiores podría corresponder tanto al Oligoceno como al Mioceno.

Huerta *et al.* (1997) levantan cuatro secciones magnetoestratigráficas en la zona con el objeto de comparar las dataciones bioestratigráficas y afinar los resultados obtenidos por ese método. Según estos datos la evolución temporal de esta cuenca va, al menos, desde cerca del límite Rupeliense-Chatienense (tránsito Oligoceno inferior-superior) con comienzo en el Oligoceno inferior y llega hasta el Aquitaniense inferior (fig. 11.13). La duración en tiempo absoluto resultante

se encuentra entre 6.2 y 6.7 m.a. Estos mismos autores indican que se ha encontrado erosión postdeposicional en los niveles más altos del relleno de la cuenca, hasta 60 metros, que podrían modificar el límite temporal superior de funcionamiento de esta cuenca. Según Huerta *et al.* (1997) "la sedimentación en la cuenca de As Pontes pudo llegar plausiblemente

hasta el límite Aquitaniense-Burdigaliense". En términos magnetocronológicos, la sedimentación estudiada en la cuenca va del cron 10r al subcron 6Aa.2n (Huerta *et al.*, 1997). Estos datos han sido obtenidos a partir de la correlación con la escala geomagnética global de Cande y Kent (1995).

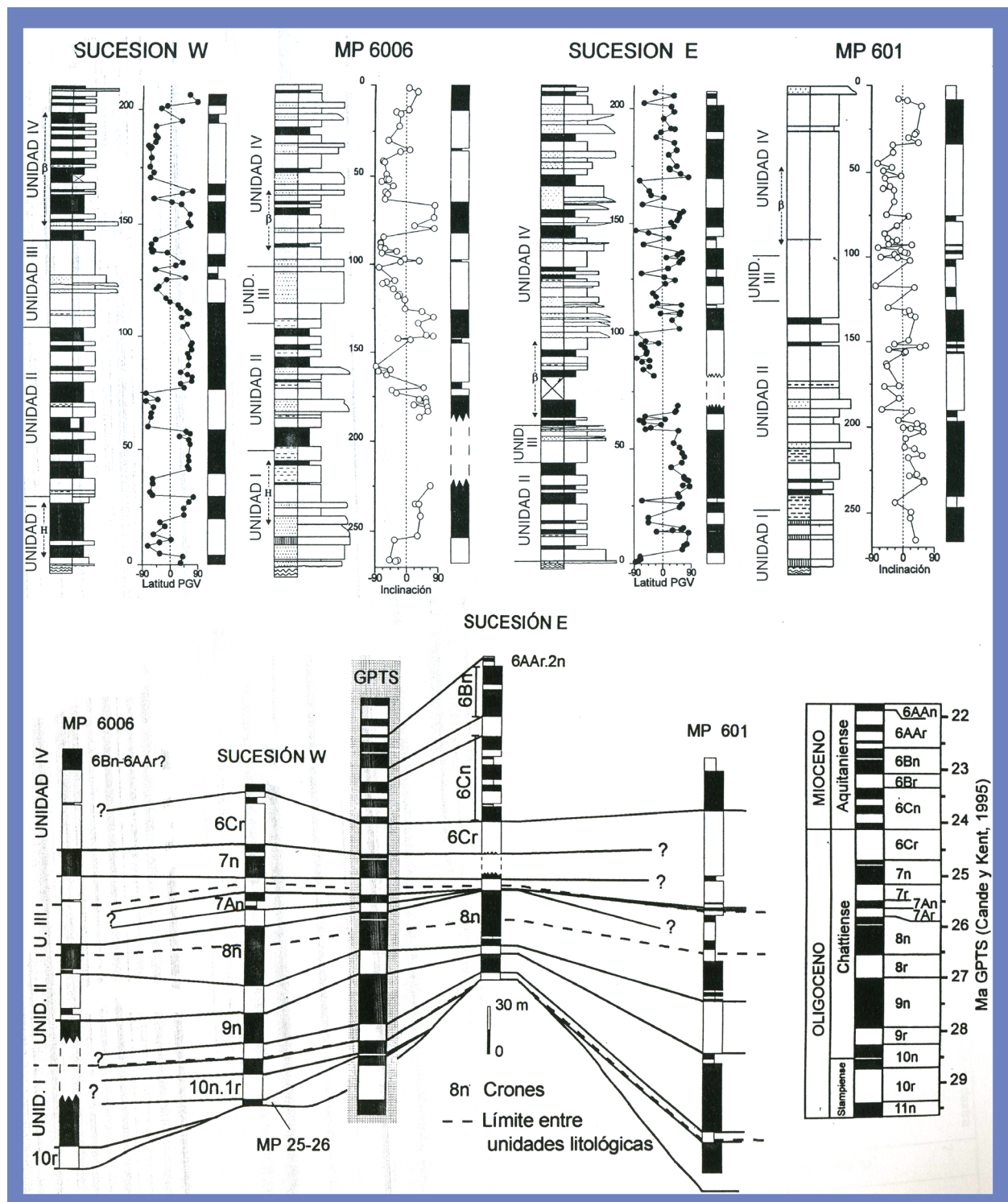


Figura 11.13: Secciones magnetoestratigráficas, arriba, en la cuenca de As Pontes y correlaciones, abajo, Huerta *et al.*, 1997.

Además detectan una rotación de 9 (más-menos 4) grados en sentido horario, compatible con el movimiento general dextral. Según los autores, esta rotación tuvo que ser posterior a la sedimentación de los materiales sintectónicos analizados; "En caso de interpretarse como rotación tectónica la desviación de la dirección media de los sedimentos de As Pontes, ésta se produjo después del final de la sedimentación, por lo que tuvo lugar probablemente en el límite Aquitaniense-Burdigaliense" Huerta *et al.* (1997).

El resto de cuencas no se han podido datar de manera conclusiva por medios bioestratigráficos (Barrón y Santos, 1998) ni magnetocronológicos, pero parece evidente que su evolución también está controlada por la dinámica del conjunto de fallas de As Pontes.

Cuenca de Meirama

Asociadas a la falla dextral de Meirama de dirección N 130 (Cossio y Ojanguen, 1983) y aquí propuesta como una estructura tipo R, se encuentran una serie de cuencas terciarias: Laracha, Meirama, Visantoña, Xanceda, Boimorto, etc. (García Aguilar, 1987; Santanach, 1994) (fig. 11.16).

La cuenca de Meirama, al igual que la de As Pontes, acumula más estudios geológicos que el resto de las cuencas asociadas a la falla de Meirama, por tener también lignitos. En cualquier caso la producción científica sobre esta cuenca es mucho menor que en la de As Pontes.

De nuevo existe en esta cuenca un fuerte control estructural, proponiéndose su génesis como de tipo *pull-apart* asociado a la falla de Meirama (García Aguilar, 1987). Esta cuenca está delimitada por fallas de dirección N125 y N170, con buzamientos altos de los planos de falla. Dentro del relleno sedimentario de la cuenca existen pliegues de dirección N30, con 30 grados de ángulo interflancos, sin inmersión destacable (clase 1B de Ramsay) y fallas de dirección N30 y buzamientos subverticales (García Aguilar, 1987), todo ello coherente con deformación por transpresión dextral.

Las únicas dataciones disponibles más allá de las posibles correlaciones litoestratigráficas las aporta un estudio palinológico, no revisado posteriormente, de Maldonado (1977). En éste sitúa el comienzo de la sedimentación en la cuenca cerca del límite Oligoceno inferior-superior, esto es muy similar a lo que se sabe de la cuenca de As Pontes. El límite superior del relleno sedimentario ha sido situado tentativamente dentro del Mioceno medio. Según García Aguilar (1987) y Barron y Santos (1998), los datos cronológicos distan mucho de ser concluyentes.

Al igual que para las cuencas asociadas al conjunto de fallas de As Pontes, el resto de cuencas no se han podido datar por otros medios, pero aquí también parece evidente que su evolución está controlada por el conjunto de fallas de Meirama.

Cuencas tipo *pull-apart* asociadas a la falla de Alentejo-Plasencia

Como se comentaba en el apartado 11.1.2.3, a lo largo de la falla de Alentejo-Plasencia en términos de Capote *et al.* (1996) y atribuida a tipología X en este trabajo, existen una serie de cuencas tipo *pull-apart* (fig. 11.14).

La de Plasencia (fig. 11.14, A) contiene un relleno sedimentario continental en el cual se estudió la fauna de vertebrados encontrada. Según Hernández Pacheco y Crusafont (1960), esta fauna (*Hispanotherium matritensis*) pertenece al Mioceno medio.

En dos de estos *pull-apart*, tanto el de Cañaveral como el de Albarregena (fig. 11.14, C y F respectivamente), se han encontrado evidencias geomorfológicas suficientes como para afirmar que son resultado de la reactivación tardía de la estructura de Alentejo-Plasencia. Además de deformar y fracturar los sedimentos atribuidos al Mioceno por correlación, pliega y deforma terrazas fluviales colgadas y rañas típicamente atribuidas al Villanfranquiense inferior (Capote *et al.*, 1996). Estos mismos autores también proponen un desarrollo temporal Aragoniense-Cuaternario para esta estructura (Villarmor *et al.*, 1994).

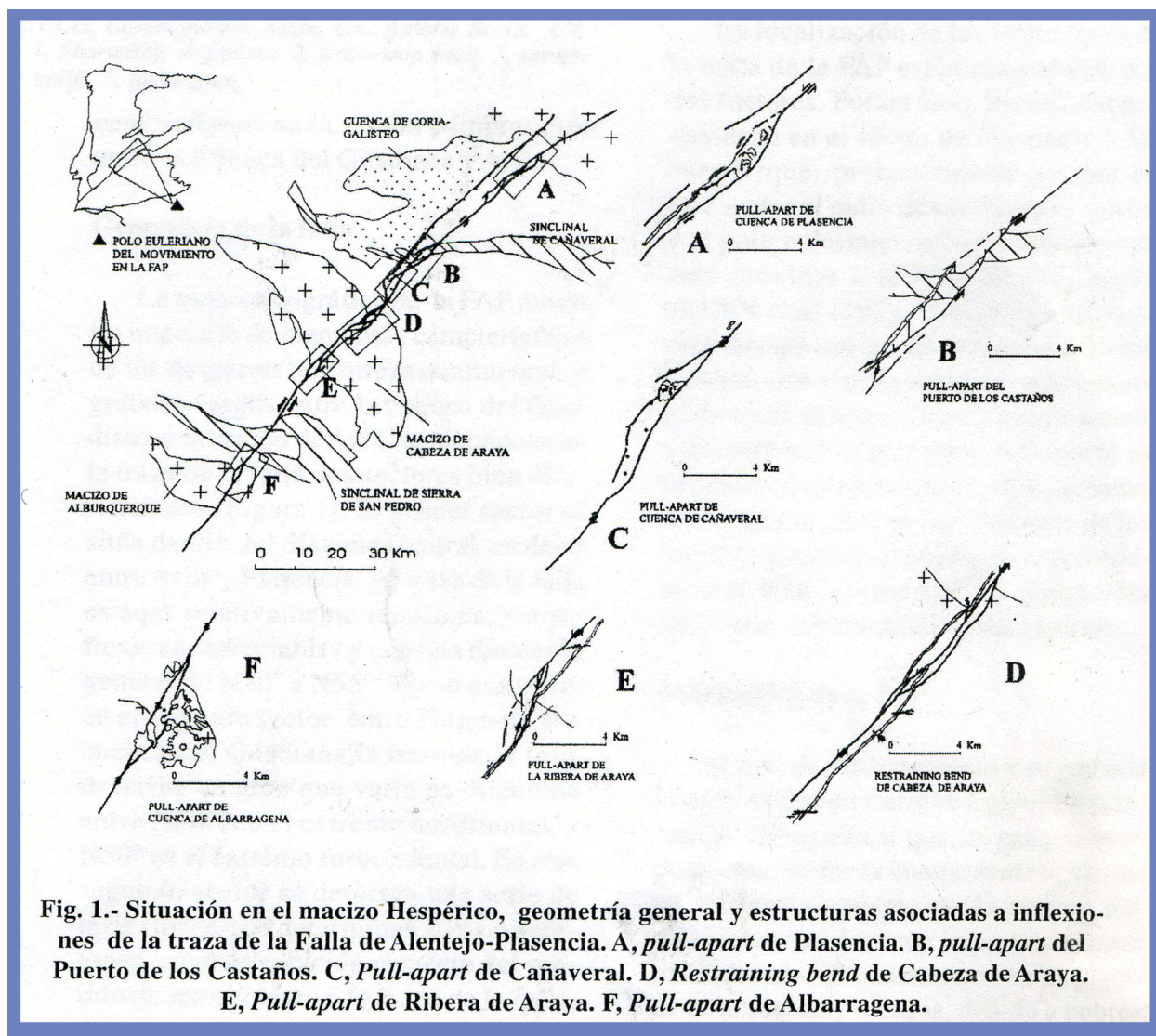


Fig. 1.- Situación en el macizo Hespérico, geometría general y estructuras asociadas a inflexiones de la traza de la Falla de Alentejo-Plasencia. A, pull-apart de Plasencia. B, pull-apart del Puerto de los Castaños. C, Pull-apart de Cañaveral. D, Restraining bend de Cabeza de Araya. E, Pull-apart de Ribera de Araya. F, Pull-apart de Albarragena.

Figura 11.14: Localización y esquema estructural de las cuencas desarrolladas a lo largo de la falla de Alentejo Plasencia en términos de Capote *et al.*, 1996, modificado de Capote *et al.*, 1996.

La cuenca de Vilarisa, en el conjunto de fallas de Vilarisa-Bragança

La cuenca de Vilarisa, se sitúa en el NE de Portugal, es una depresión alargada de dirección NNE-SSW, de aproximadamente 20 km de largo por dos o tres de ancho y que se desarrolla sobre el basamento Varisco (Cabral, 1989) (fig. 11.15). Esta cuenca se sitúa en la banda de deformación de tipología X de Vilarisa-Bragança.

Esta depresión está rellena por sedimentación continental que según el autor es atribuible, únicamente por correlación y análisis de facies, al Mioceno superior-Plioceno, para la parte inferior del relleno (fig. 11.15). También existen numerosos sedimentos fluviales (terrazas del Duero) de edad Plio-Cuaternarias

(con los mismos criterios de datación que los anteriores) que presentan evidentes signos de deformación durante el Plio-Cuaternario. Sedimentos inclinados, con buzamientos de hasta 30 grados son habituales, mientras que en las inmediaciones de la falla principal los sedimentos pueden llegar a estar verticales o invertidos y fuertemente deformados (Cabral, 1989).

El relleno es asimétrico y se incrementa hacia el este. Las terrazas del río Duero, en la parte sur de la cuenca, están cortadas por fallas de buzamientos altos. No ha podido determinarse el vector de desplazamiento de estas estructuras, pero el autor propone movimientos importantes en dirección deducidos de la morfología general de las estructuras observadas, así como cierta componente en

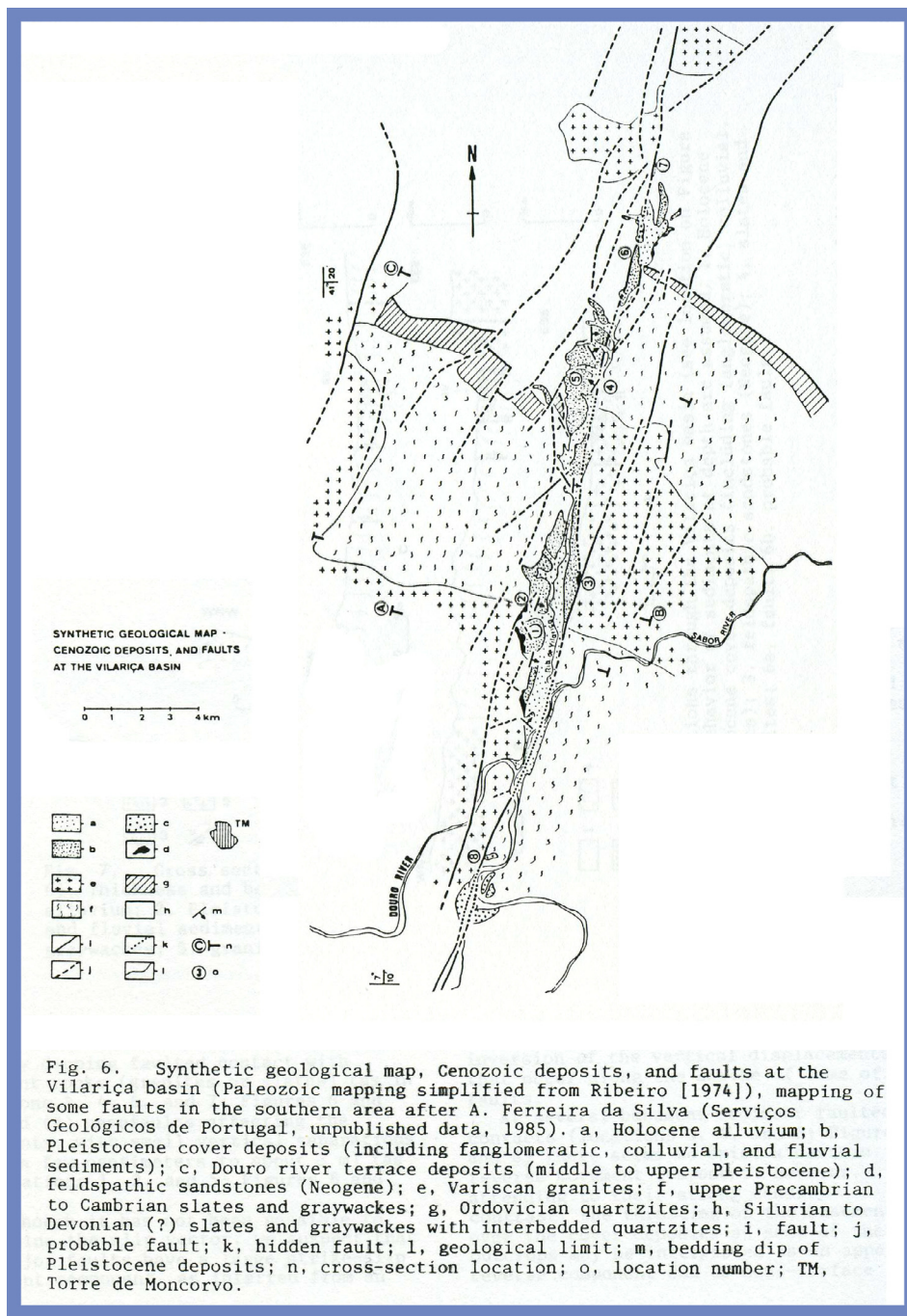


Figura 11.15: Esquema geológico de la cuenca de Vilarisa, Cabral (1989).

inversión. También propone para la evolución de la cuenca un modelo basado en cizalla simple sobre un conjunto de fallas sinestrales con componente inversa.

Cabral (1989) observa criterios de actividad neotectónica, sobre todo criterios geomorfológicos en la conservación de los escarpes de fallas y su característica linealidad de los planos de falla principales. Los márgenes del oeste de la cuenca, aunque más difusos que el margen este, se enmarcan en estructuras de dirección N 30-40 y N 23-30 sinestrales, coherentes con los conjuntos de estructuras similares en las cartografías regio-

nales. Su génesis se propone como un *pull-apart* asociado a un *releasing bend* de la mencionada falla de Vilarisa-Bragança.

Otras cuencas terciarias desarrolladas en zonas sinestrales tipo X del noroeste peninsular

Orientadas claramente en dirección NNE-SSW, existen en la parte este de Galicia una serie de cuencas Cenozoicas, denominadas Villalba, Paramo, Sarria, Chantada, Monforte, Maceda y Xinzo da Limia (Cabrera *et al.*, 1996; fig. 11.16),

que junto a las cuencas de El Bierzo y Verín (Santanach, 1994) tienen como característica principal estar asociadas a cabalgamientos de vergencia variable y dirección aproximada E-W y fallas de comportamiento sinistral con componente inversa, de dirección aproximada NE-SW. Estas cuencas aquí se relacionan con el desarrollo de la banda de deformación tipo X, regional, que se ha propuesto en el apartado anterior.

Para las cuencas mayores (Villalba, Sarria y Monforte), los sedimentos terciarios descansan discordantemente sobre basamento hacia el este y están separadas de éste por estructuras de orientación N 20-30 y N 50-60; el relleno sedimentario es asimétrico en dirección E-W (Cabrera *et al.*, 1996).

Según Cabrera *et al.* (1996), de las más pequeñas, la cuenca de Maceda presenta sedimentación sintectónica

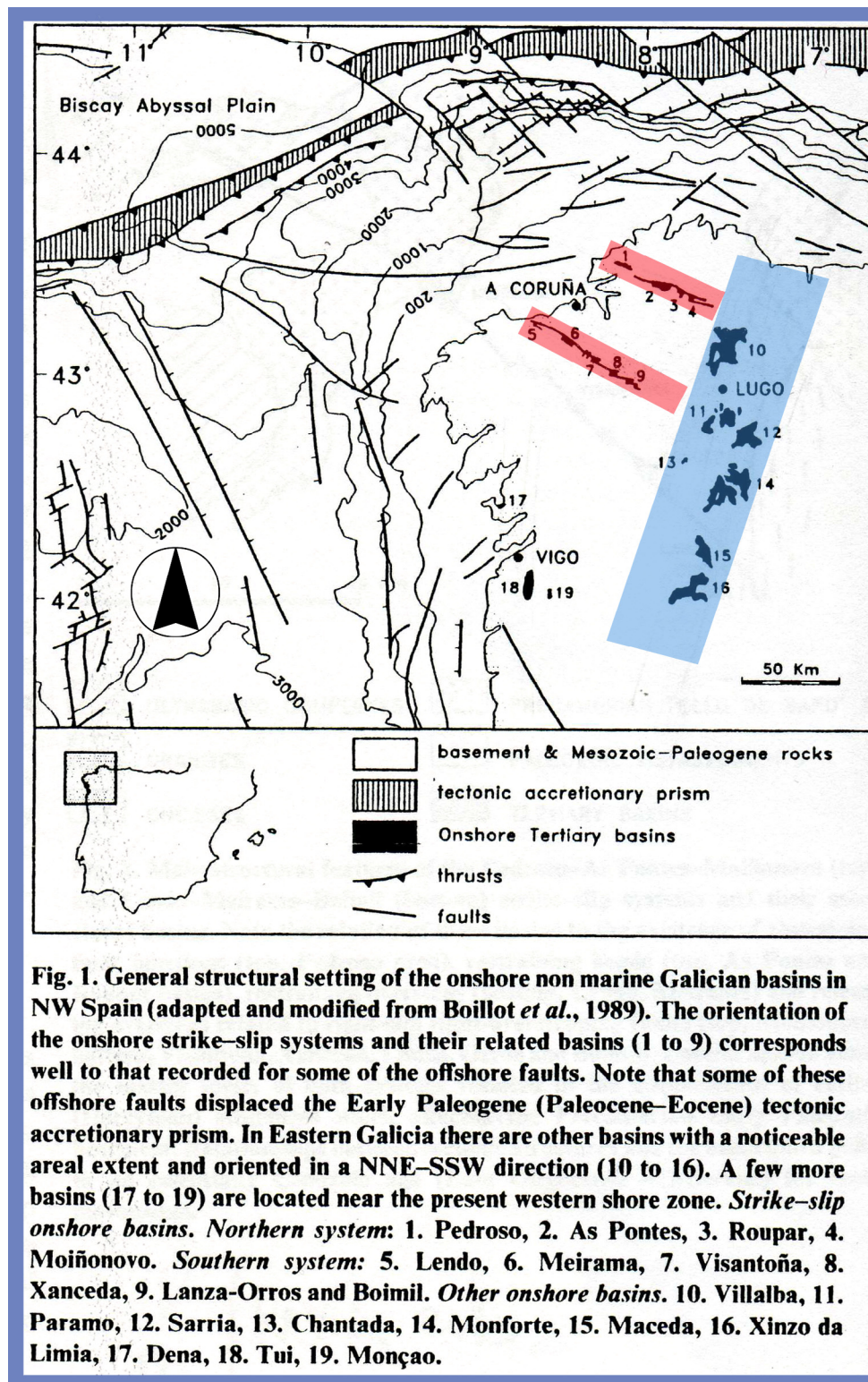


Figura 11.16: Conjunto de cuencas terciarias desarrolladas en bandas de deformación de tipo X, sinistral en azul, y de tipo R, dextral en rojo. Modificado de Cabrera *et al.*, 1996.

claramente relacionada con una falla de dirección NNE, que deja un importante escarpe de falla y que genera un semi-graben. La cuenca de Xinzo da Limia es una fosa de relleno subactual, rodeada por fallas de dirección N 70, N-S y N 120 y la de Verín cartográficamente también está alargada según una dirección N 20-30.

Para estas cuencas la datación es relativamente incierta, en función de los datos aportados por flora (Barron y Santos, 1998) y pocas veces fauna, aunque parece que tiene una evolución temporal tentativamente datada en el Neógeno.

11.1.2.2 Edad para el límite cronológico más reciente, Mioceno final-Actualidad

Como se ha comentado anteriormente, la "deformación frágil" propuesta para el orógeno pirenaico comienza en algún momento anterior al límite Oligoceno inferior-medio.

El problema ahora es saber cual es el límite temporal más reciente para el NW peninsular y compararlo con lo obtenido en el apartado 8.1 en el que se interpreta gran parte del registro neotectónico y sismotectónico de los Pirineos como relacionado con deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple.

Como hemos visto, existen datos que parecen indicar que las estructuras asociadas son activas durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario para el NW peninsular (Cabral, 1989; Capote *et al.*, 1996; Huerta *et al.*, 1997; etc.).

Al igual que para el NE de la Península, se procede a interpretar los datos bibliográficos obtenidos en términos de deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple en dos campos, sismotectónica y neotectónica.

Terremotos actuales, Sismotectónica

Como se comentó en el capítulo 8, el centro peninsular presenta una actividad sísmica baja y dispersa, lo cual no

permite caracterizar dicha actividad con fiabilidad (De Vicente *et al.*, 2004). Los márgenes NW y NE de la Península son más activos, pero tienen una tasa de deformación baja, con tiempos de retorno grandes incluso para los terremotos de intensidad moderada (Cloetingh *et al.*, 2004). Esto indica según estos autores que la distribución de la actividad sísmica instrumental por sí sola probablemente no representa bien las características de la deformación sísmica en periodos mayores (geológicos).

En este apartado se pretende relacionar geoméricamente la distribución cartográfica de epicentros, en zonas con abundancia de éstos, con la actividad de ciertas estructuras que en este trabajo se han atribuido a tipologías determinadas dentro de una deformación transpresiva dextral para el norte de Iberia y que como tal comenzaría cerca del límite Oligoceno inferior-medio.

A partir del mapa de López Fernández *et al.* (2004) dentro del Proyecto GASPI (López Fernández, 2000) procedemos aquí de manera análoga a la realizada para los Pirineos en el apartado anterior a la comparación de las "estructuras frágiles" con las alineaciones de epicentros y su posible correspondencia (fig. 11.17).

López Fernández *et al.* (2004) obtienen soluciones focales para 18 casos: diez responden a eventos localizados al SW de Becerreá, con soluciones mixtas entre falla de desgarre y falla inversa, sinistral que se alinean en estructuras de dirección NE-SW; dos soluciones son normales y se asocian a estructuras de dirección N 150; y seis soluciones propuestas para la falla de Ventaniella tienen comportamientos de desgarre dextral con componente inversa. Según los autores, estos datos son coherentes con los resultados obtenidos en trabajos previos en estas zonas (Herraiz *et al.*, 2000; Rueda y Mezcuá, 2001).

Estos datos serían coherentes con los propuestos para la zona del domo del Tormes por Antón y de Vicente (2006), para las estructuras sinistralas.

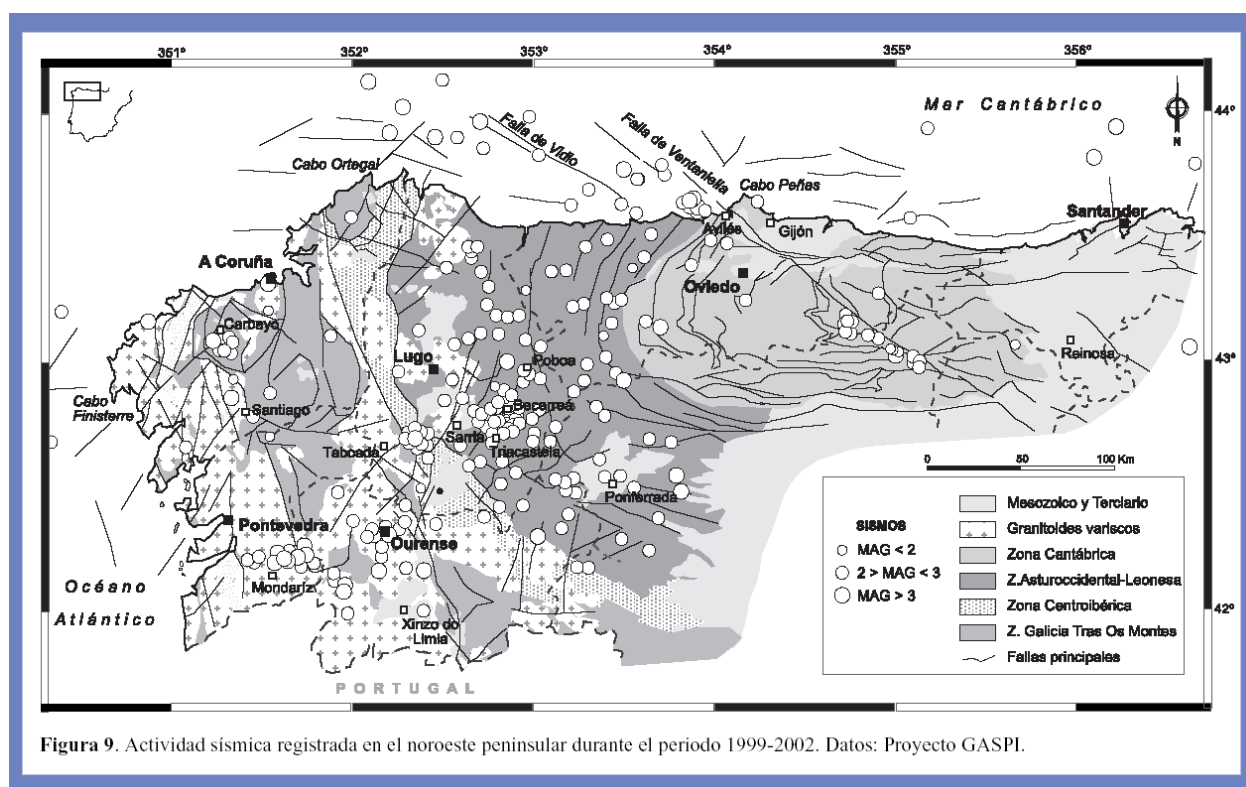


Figura 9. Actividad sísmica registrada en el noroeste peninsular durante el periodo 1999-2002. Datos: Proyecto GASPI.

Figura 11.17: Mapa de localización de epicentros en el NW peninsular, López Fernández *et al.*, 2004.

Estas fallas (López Fernández *et al.*, 2004) encajarían como tipologías X las diez primeras soluciones, T las dos extensionales y R las asociadas a la falla de Ventaniella (fig. 11.17).

Como se comentará a continuación, el registro neotectónico del norte de Iberia coincide, a grandes rasgos, con el sísmico y con la evolución tectónica aquí propuesta y que es activa ya en el Oligoceno inferior.

Comentarios a la distribución y comportamiento de epicentros

Las alineaciones de epicentros en los distintos mapas coincide con la traza en superficie de estructuras cartografiadas. En algunas, como la falla de Ventaniella o las fallas tipo R de la USC, confirman los caracteres geométricos y cinemáticos observados en campo y tomados de la bibliografía.

Existen muchos parámetros provenientes de los cálculos de los comportamientos de terremotos actuales que a grandes rasgos se pueden justificar mediante deformación por transpresión dextral generalizada para el norte de Iberia.

Esta "deformación frágil" explicaría la poca homogeneidad del registro sísmico del norte de Iberia, al tener un comportamiento muy complejo, desarrollar diferentes tipologías de estructuras simultáneamente y con una fuerte componente de partición de la deformación.

Neotectónica

En el apartado 11.1.2 dedicado a la definición del marco geográfico afectado por deformación por transpresión dominada por cizalla simple en el N y W peninsular, se ha comentado alguno de los datos de evolución temporal de fallas atribuidas a esta "deformación frágil".

Así, al menos tendrían registro de actividad reciente los conjuntos de fallas de tipo X de Vilarisa-Bragança (Cabral, 1989; Ribeiro *et al.*, 1979), los de Regua-Verín (Teixeira y Gonçalves, 1980; Vegas *et al.*, 2004) los de Guimaraes-Orense-Eo (Heredia *et al.*, 2004) y la reactivación del lineamiento de Alentejo-Plasencia (Capote *et al.*, 1996; Villarmor *et al.*, 1994).

Otros ejemplos serían los conjuntos de tipología T, la actividad reciente de las fallas extensionales N-S de Pontevedra-Padrón y de O Grove-Piñeiro (Heredia *et al.*, 2004).

11.1.3.3 Discusión de la evolución temporal de la "deformación frágil" para el N de Iberia

Como corresponde a una deformación que ocupa un área extensa, que se desarrolla a nivel cortical y es por tanto resultado de la dinámica de placas, la duración temporal es relativamente amplia.

El registro más antiguo que se detecta está representado por el relleno sedimentario de la cuenca *pull-apart* de As Pontes, desarrollada sobre una banda de deformación de tipología R. La datación de esta cuenca va desde la parte superior del Oligoceno inferior hasta el Aquitaniense inferior (Huerta *et al.*, 1997); esta datación está contrastada con dataciones bioestratigráficas (López Martínez *et al.*, 1993).

Esto coincide perfectamente con lo observado en la USC. Las estructuras dextrales tipo R en la USC son posteriores al emplazamiento de ésta. Este emplazamiento está relativamente bien ajustado en una serie de trabajos que coinciden en situar el final del emplazamiento hacia la mitad del Oligoceno inferior (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Senz y Zamorano, 1992; Martínez Peña y Pocoví, 1988).

En el intervalo de tiempo entre el Aquitaniense inferior y el Plio-Pleistoceno existe registro de la actividad de estas "estructuras frágiles"; el conjunto de fallas de Ubierna-Ventaniella están activas durante el Mioceno (Hernaiz, 1994; Martínez García, 1983); otras estructuras tipo R también son activas durante el Mioceno (Álvarez Marrón *et al.*, 1997) y cortan perfectamente el prisma de acreción en el *offshore* Cantábrico (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Boillot y Malod, 1988; Cabrera *et al.*, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Vegas, 2005; Santanach *et al.*, 2005); otras estructuras tipo R datadas serían las ya expuestas de Thomas y Delfaud (1990) en el conjunto de fallas de Loiti, con una datación en torno al Oligo-

ceno superior y Mioceno o la interpretación geofísica de Bergamín *et al.* (1996), en las que las fallas interpretadas están correlacionadas con estructuras R en superficie y que son de edad claramente miocena.

Como se ha comentado en los apartados anteriores, gran parte de las estructuras neotectónicas recientes (Plio-Pleistoceno) y la sismicidad actual son fácilmente explicables en el contexto de deformación dominada por cizalla simple, con lo que el límite cronológico más reciente de esta deformación sería hoy.

Para las estructuras de tipología X, suficientemente abundantes y que han generado gran número de cuencas, sólo se detecta su actividad desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Estos datos temporales están justificados por las dataciones de fauna continental (Hernández Pacheco y Crusafont, 1960) en el *pull apart* de Plasencia (Capote *et al.*, 1996) y por la atribución realizada con anterioridad de estructuras tipo X y activas durante el Plio-Pleistoceno, así como por los estudios de los mecanismos focales de terremotos (López Fernández *et al.*, 2004; Goula *et al.*, 1999, entre otros; fig. 8.8, estaciones 4, 5, 8 y 10 y fig. 8.9).

Esto estaría de acuerdo con los modelos teóricos y análogos presentados en el apartado 2.5, que indican que estas estructuras de tipología X se desarrollan cuando la deformación por transpresión ya está avanzada y ha acumulado suficiente deformación como para generar respuestas rotacionales. Ello implica cierto grado de rotación antihoraria en las zonas en las que se acumulen estas estructuras.

No se han podido interpretar evoluciones temporales relativas para las estructuras de tipo *in line* o T.

Así, el lapso temporal de desarrollo de la deformación en régimen transpresivo dextral dominado por cizalla simple es desde al menos la parte más reciente del Oligoceno inferior hasta la actualidad.

11.2 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla pura

Se ha descubierto un nuevo conjunto de pliegues en la USC, de dirección media N 55, amplitud pequeña, simétricos, escalonados y con traza cartográfica continua en algunos casos a lo largo de más de 60 km (capítulo 5). Estos interfieren y son posteriores a las grandes estructuras E-W de la USC. Son paralelos, de características geométricas y evolución temporal similar a los de la Sierra del Sis y a los del antepaís del Ebro (Cuenca Potásica) y por tanto su génesis ha de ser común y ha de estar relacionada con la rampa de Oliana y la génesis del anticlinal de Oliana (ver capítulo 5).

Asociado a este conjunto de pliegues no se ha encontrado un cortejo de estructuras que ayuden a definir a qué régimen de deformación responden, ya que estos no son compatibles con la elipse de deformación horizontal calculada para la deformación por transpresión dominada por cizalla simple en la USC (apartado 6.2).

En este apartado, y tras un breve resumen de las principales características de estas “estructuras dúctiles”, se va a interpretar la tipología de deformación que los ha generado. Adelantamos que ésta responde a transpresión dextral moderadamente convergente y dominada por cizalla pura, en términos de Krantz (1995). En el siguiente apartado (11.3) se comentará la compatibilidad de las dos tipologías de deformación encontradas (“frágil y dúctil”) tanto a nivel temporal como espacial y dentro del marco cinemático tardío de la Península Iberica.

A partir de los datos paleomagnéticos existentes en la zona de Artesa del Segre y Oliana y de un nuevo yacimiento bioestratigráfico de microfauna continental se ha correlacionado cartográficamente una serie de unidades sintectónicas tardías con el desarrollo de la rampa frontal y anticlinal de Oliana y con el de la rampa lateral de las Sierras Marginales en Artesa del Segre (apartado 9.3).

A partir de la comparación con los distintos cortes compensados existentes en la zona se interpreta una nueva di-

rección de emplazamiento de la USC en Oliana, por que el acortamiento para unidades temporales equivalentes en Artesa y Oliana posterior al emplazamiento de la USC es incompatible con deformación por acortamiento N-S. Según nuestra interpretación esta deformación interna de la USC responde a un vector de acortamiento NW-SE (apartado 9.3).

Posteriormente a este emplazamiento (Oligoceno inferior-alto-Mioceno), la USC y el antepaís del Ebro asumen una cantidad de acortamiento en dirección NW-SE que probablemente supere los 25 km y que se resuelve fundamentalmente en procesos de deformación interna en la rampa de Oliana y génesis de pliegues de dirección NE-SW hacia el antepaís (ver apartado 9.4). Esta es la génesis propuesta para el conjunto de pliegues tardíos en la USC. No se ha podido discriminar si este acortamiento en niveles estructurales más profundos se resuelve mediante desplazamiento de la USC hacia el SE o mediante procesos de *underthrusting*.

Después del emplazamiento de la USC, ésta y el antepaís del Ebro asumen una cantidad de acortamiento no muy superior a los 6 km en dirección N-S, que se resuelve en forma de pliegues y deformación interna en la USC (apartado 9.4).

Según la edad del nuevo yacimiento de Villaplana, el emplazamiento de la USC sobre el antepaís del Ebro es relativamente simultáneo en Artesa y Oliana y se data como Oligoceno inferior-alto. A partir de ese momento la rampa de Oliana tiene comportamientos de rampa frontal propagando la deformación en forma de pliegues hacia el SE y hacia el NW a distancias de más de 50 km respectivamente. A partir del mismo momento la rampa de Artesa tiene comportamiento de rampa lateral, propagando la deformación hacia el Ebro a distancias mucho más modestas. Esto es coherente con los datos bioestratigráficos, paleomagnéticos y con los patrones cartográficos generales. En Oliana y en Artesa del Segre

no hay publicados marcadores de movimiento sobre los planos mecánicos de las estructuras mayores que sean incompatibles con esta interpretación (apartado 9.4). Con anterioridad a este momento (emplazamiento de la USC) no hay ningún criterio que nos permita establecer la dirección de emplazamiento de la USC sobre el antepaís del Ebro (ver apartado 9.4).

Todo esto está en fuerte contradicción con los modelos que se manejan actualmente, en los que el emplazamiento y deformación interna tardía tanto de la USC como de la estructura propuesta para el Orogeno Pirenaico en la zona central (*antiformal stack*, ver antecedentes) es mediante acortamiento N-S o NNE-SSW constante, y la deformación responde fundamentalmente a procesos relacionados con cizalla pura (Seguret, 1972; Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Berástegui et al., 1993; Vergés, 1999; Beaumont et al., 2000; Muñoz y Teixell, 2000; y un largo etcetera).

A continuación se procede al estudio de la tipología de deformación que ha generado este conjunto de "estructuras dúctiles". De nuevo, tanto el marco geográfico evidenciado como el lapso temporal que abarca el desarrollo de estas estructuras es lo suficientemente importante como para atribuir a estos procesos un carácter regional.

11.2.1 Interpretación de la tipología de deformación que genera las "estructuras dúctiles"

Para los Pirineos centrales, se puede inferir como proceso genético mayor la convergencia oblicua de Iberia con respecto a Europa, con un ángulo medio aproximado de convergencia de 45 grados sobre una zona de convergencia-PDZ de dirección aproximada E-W y carácter dextral y a lo largo de un intervalo temporal largo que abarca desde el Cretácico superior hasta la actualidad (ver antecedentes). Para el lapso temporal tardío que estamos estudiando, estas premisas regionales son perfectamente válidas (ver una discusión más detallada de estos datos en el apartado 11.3.1).

A nivel teórico y dentro de un marco de convergencia oblicua (apartado 2.5.7), la deformación en tres dimensiones se resuelve en términos generales en una partición de la deformación en el espacio y el tiempo (Teyssier et al., 1995).

Normalmente en transpresión se generan una serie de dominios en los que predomina la deformación por cizalla pura o por cizalla simple (Tikoff y Teyssier, 1994).

Proponemos que los pliegues oblicuos y la deformación interna de la rampa de Oliana post-emplazamiento responden a deformación por transpresión dextral dominada por cizalla pura en función de una serie de argumentaciones:

- La deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple presenta a partir del cálculo de la elipse de deformación horizontal un ángulo de convergencia muy bajo con respecto a una PDZ de orientación N 85-90 y por tanto esta tipología de "deformación frágil", aunque parcialmente coherente con el vector de convergencia general, no puede responder de la totalidad de la deformación en transpresión.

- El conjunto de "estructuras dúctiles" genéticamente asociadas (pliegues oblicuos en la USC, pliegues en el autóctono del Ebro y pliegues y cabalgamientos de la rampa frontal de Oliana) está generado por una tipología de deformación en la que típicamente domina la cizalla pura (no se encuentran asociadas de manera significativa estructuras relativas a deformación por cizalla simple).

- El vector de acortamiento que genera las "estructuras dúctiles" asociadas a deformación dominada por cizalla pura es de dirección N 135 (ver apartado 9.4.2), compatible con el vector de convergencia general para Iberia en ese momento y la magnitud de los acortamientos internos aproximados en la USC para este tipo de deformación es coherente con los valores aproximados de desplazamientos de Iberia para el mismo lapso temporal (ver apartado 11.3.1).

- Para la USC, el acortamiento post-emplazamiento en dirección NW-SE (la dirección de emplazamiento tardío para la USC) lo hemos aproximado en unos 25 km (apartado 9.4.1). Este acortamientos en este contexto de convergencia oblicua se podrían comparar con el factor R de Krantz (1995), relación acortamiento/movimiento en dirección. Así, se descompone este vector en otros dos, respectivamente el vector paralelo y perpendicular sobre la PDZ que tiene una dirección E-W aproximada. Los valores resultantes según este procedimiento tienen una magnitud de 17.6 km en dirección E-W, paralelo a la PDZ y de 17.6 km de acortamiento perpendicular a la PDZ.

El valor R aproximado estaría en valores entre 0.5 y 2 y sería de rango moderadamente convergente según terminología de Krantz (1995).

Por todo ello, la tipología de deformación que post-emplazamiento de la USC genera pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW con una dirección de acortamiento dominante NW-SE respon-

de a transpresión dextral moderadamente convergente y dominada por cizalla pura sobre una PDZ de dirección aproximada E-W.

Por otro lado, simultáneamente a la formación de los pliegues oblicuos y del acortamiento en la rampa frontal de Oliana, en Galicia se ha registrado la actividad de fallas que responden a deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple similares a los observados en la USC, lo que evidencia un proceso de partición de la deformación en el espacio para un mismo tiempo.

Todas estas situaciones son típicamente usuales en zonas deformadas en transpresión (ver apartado 2.5.7). Además si las "estructuras frágiles" son posteriores a la génesis de las "estructuras dúctiles", evidenciarían procesos de partición de la deformación en el tiempo.

Sobre estas ideas relacionadas con la partición de la deformación y sobre cómo se vinculan las dos tipologías de deformación descritas en un marco general de convergencia oblicua, se va a profundizar en el siguiente apartado.

11.3 Convergencia oblicua y partición de la deformación: comparación con el marco cinemático tardío de Iberia con respecto a Europa y modelo de deformación general

Según Dewey *et al.* (1998), transpresión (y transtensión) corresponden a deformaciones generadas en dirección y que se desvían del comportamiento en cizalla simple por la existencia de una componente de acortamiento (o extensión) ortogonal a la zona de deformación (apartado 2.5.6).

A escala regional, la deformación por transpresión se asocia a convergencia oblicua, entendiendo ésta como el movimiento relativo entre dos bloques o placas sobre una zona de deformación (Dewey *et al.*, 1998). La convergencia oblicua está caracterizada por el ángulo de convergencia, (ángulo entre el vector de convergencia y el borde de contacto entre las placas (Teyssier *et al.*, 1995).

En los siguientes apartados veremos que para el lapso temporal tardío en el que evolucionan las dos tipologías de deformación definidas en la USC el contexto geodinámico Iberia-Europa es claramente de convergencia oblicua (apartado 11.3.1). Dado que la deformación en transpresión está íntimamente ligada a la convergencia oblicua nos permitirá proponer un modelo de deformación general para la evolución tardía del orógeno Pirenaico, en términos de tectónica transpresiva con partición de la deformación, tanto en el espacio como en el tiempo (apartado 11.3.2).

11.3.1 Convergencia oblicua de Iberia con respecto a Europa estable

En este apartado se comenta someramente la información regional sobre la dirección de convergencia entre Iberia y Europa, la cantidad de movimiento acumulado en un intervalo temporal Oligoceno-actualidad y la dirección de la zona de convergencia.

Como se apuntaba en los antecedentes, según las distintas reconstrucciones del movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa, al menos desde la

parte alta del Cretácico superior, la convergencia entre estas dos placas es oblicua con un vector aproximado de dirección NW-SE (Grimaud *et al.* 1982; Roest y Srivastava, 1991; Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996; Rosembaum *et al.*, 2002; Sibuet *et al.*, 2004).

Para ese intervalo temporal y según muchas de estas reconstrucciones, este vector oblicuo conlleva una cantidad de desplazamiento de Iberia muy similar en dirección N-S y E-W; la cantidad de desplazamiento estimada en dirección N-S varía entre los distintos autores, pero ronda valores aproximados entre los 100 y los 200 km.

Las reconstrucciones enfocadas en el Neógeno marcan la misma tendencia (Mazzoli y Helman, 1994). La reconstrucción de los movimientos de África con respecto a Iberia y Europa estable de estos autores marcan en general una dirección de movimiento también oblicua. En concreto, estos autores proponen un desplazamiento de Iberia con respecto a Europa estable de algo más de 20 km en sentido NW.

Albarelo *et al.* (1995) proponen un modelo cinemático actual en el que desacoplan el movimiento de Iberia con respecto a Eurasia, así como el de África con respecto a las dos. A partir de este modelo, la dirección de movimiento actual para un punto en el océano al W de Galicia tiene un acimut entre N 109 y N 115 con respecto a Eurasia estable, con velocidad de movimiento de 4.4 mm/año y con sentido de movimiento hacia el ESE. Para un punto situado a longitud 0 en África, el acimut sería N 54, con sentido de movimiento hacia el NE y la velocidad de movimiento de 3.4 mm/año también con respecto a Eurasia; estas son las medidas más cercanas a Iberia. El sumatorio de estos dos vectores configuraría el movimiento de Iberia (ver fig. 11.18).

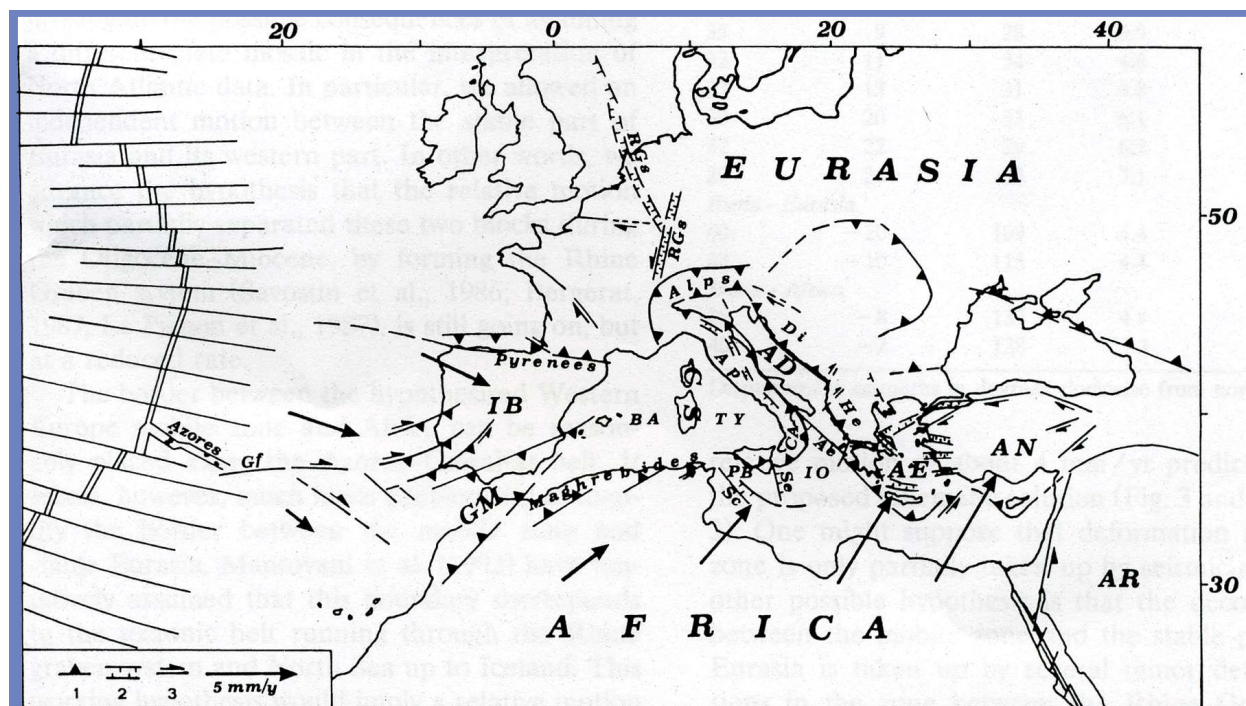


Figura 11.18: Mapa con los vectores de movimiento actual para las diferentes placas en el entorno del Mediterráneo, tomado de Abarelo *et al.* (1995).

A partir de la interpretación de los mapas de epicentros y de los mecanismos focales de terremotos en el Pirineo Axial y los trabajos relativos a neotectónica en este trabajo se interpreta (cap. 8) toda esa actividad como compatible con la deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple y se deduce que Iberia actualmente se mueve hacia el W con respecto a Europa estable (apartado 8.1).

Si esto es así, el vector de movimiento cercano a Galicia, cambiado de signo, más el vector de movimiento de África con respecto a Eurasia darían la dirección de movimiento de Iberia; la resultante del sumatorio de estos dos vectores propuestos en el trabajo de Abarelo *et al.* (1995) es aproximadamente en sentido NW. Las tasas de movimiento en sentido NW deberían estar entre los valores comentados anteriormente de 4.4 y 3.4 mm/año. Todo esto es también coherente con una convergencia oblicua.

En general, y según las distintas reconstrucciones (apartado 2.1), el movimiento en sentido NW de Iberia con respecto a Europa es de pocas decenas de kilómetros en el mayor de los casos para el lapso temporal que va desde el Oligoceno hasta la actualidad (Mazzoli y Helman, 1994). Esto es muy coherente

con los acortamientos calculados para la USC en dirección NW-SE durante ese lapso temporal (apartado 9.4.1).

En cuanto a la dirección de la zona de convergencia o PDZ, en este trabajo está definida a partir de la elipse de deformación horizontal (apartado 6.2) y a partir de la atribución de estructuras de dirección prácticamente E-W dextrales con ligera componente inversa a lo largo de todo el margen norte de la Península Ibérica a tipología *in line*. Según estos datos esta zona de convergencia o PDZ tendría una dirección aproximada entre N 85 y N90.

Esto es coherente con los datos propuestos por otros autores y tomados de la literatura. A rasgos generales y para los diversos autores, al menos desde el Campaniense, la zona de convergencia entre Iberia y Europa estable es, a muy grandes rasgos, de dirección E-W, tanto a partir de las reconstrucciones de la cinemática de placas (Roest y Srivastava, 1991; Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996; Rosembaum *et al.*, 2002; Sibuet *et al.*, 2004; etc.), como de la interpretación de los datos obtenidos mediante actividad sísmica reciente (Klitgord y Schouten, 1986; Withmarsh *et al.*, 1982; Srivastava *et al.*,

1990), como de la integración de datos geofísicos del norte peninsular (Pedreira, 2004) o de los distintos cortes geológicos propuestos a escala cortical para el norte de España (Gallastegui, 2000; Pedreira, 2004; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993; Teixell, 1998; etc.).

Todo ello configura un escenario de convergencia oblicua de carácter dextral de Iberia con respecto a Europa sobre una PDZ-zona de convergencia de dirección E-W para el intervalo temporal que nos ocupa, en la que los acortamientos calculados en dirección NW-SE son similares tanto a partir de los datos de la cinemática de placas como los estimados a partir de los distintos cortes geológicos.

11.3.2 Modelo de deformación general, tectónica transpresiva dominante y partición de la deformación

Como comentamos en el apartado 2.5.6, dentro del marco de convergencia oblicua, la deformación en tres dimensiones se resuelve necesariamente en una partición entre deformación con componente de acortamiento y otra en dirección. Esto en términos generales se resuelve en dominios a lo largo de la zona deformada en los que predomina uno u otro tipo de deformación (Teyssier *et al.*, 1995).

A continuación se exponen los datos que se han obtenido sobre la distribución espacial y temporal de las tipologías de deformación estudiadas y cómo se interpretan en términos de partición de la deformación. Estos datos están resumidos en el diagrama esquemático de la fig. 11.19. Para la USC y aledaños, la actividad de estas tipologías de deformación se ha datado desde el final del Oligoceno inferior al Mioceno para la deformación por transpresión dominada por cizalla pura y más tardía en el caso de la deformación por transpresión dominada por cizalla simple.

Para el caso de la deformación dominada por cizalla pura, tanto el límite temporal inferior como el superior están abiertos y no indican necesariamente un

exacto inicio y final, sino sólo un intervalo en donde se ha podido constatar su actividad. Para el caso de la deformación dominada por cizalla simple, el límite inferior también está abierto y el superior llega hasta la actualidad.

Para el NW peninsular se ha constatado que la deformación dominada por cizalla simple es activa al menos desde la parte más reciente del Oligoceno inferior y hay registro de la continuidad de esta tipología de "deformación frágil" en el tiempo hasta la actualidad (apartado 11.1). En términos de partición de la deformación, durante la convergencia oblicua tardía de Iberia con respecto a Europa esto implica que:

- Durante el intervalo temporal Oligoceno inferior-actualidad, la USC, el sector nororiental de la Cueva del Ebro y la zona de las Nogueras presentan deformación por transpresión particionada en el tiempo, una primero dominada por cizalla pura y otra después dominada por cizalla simple. Esta partición de la deformación se desarrolla a partir de un vector de convergencia general N135 (apartado 9.4) sobre una PDZ de dirección aproximada E-W y tiene carácter dextral.

- Durante el intervalo temporal Oligoceno inferior-actualidad para el NW de la Península predomina la deformación por transpresión dominada por cizalla simple, pero de manera coetánea en el tiempo en la USC y al menos hasta algún momento del Aquitaniense predomina la deformación dominada por cizalla pura. Esto indica una partición de la deformación en el espacio para ese intervalo temporal a lo largo del N de la Península Ibérica.

Esto implica que para la convergencia oblicua de Iberia con respecto a Europa en los Pirineos y al menos desde el Oligoceno inferior reciente, la deformación se desarrolla en un régimen tectónico transpresivo dextral dominante con partición de la deformación. Estas implicaciones están en contradicción con los modelos de evolución estructural de los Pirineos que se basan fundamentalmente en convergencia N-S y deformación por cizalla pura dominante.

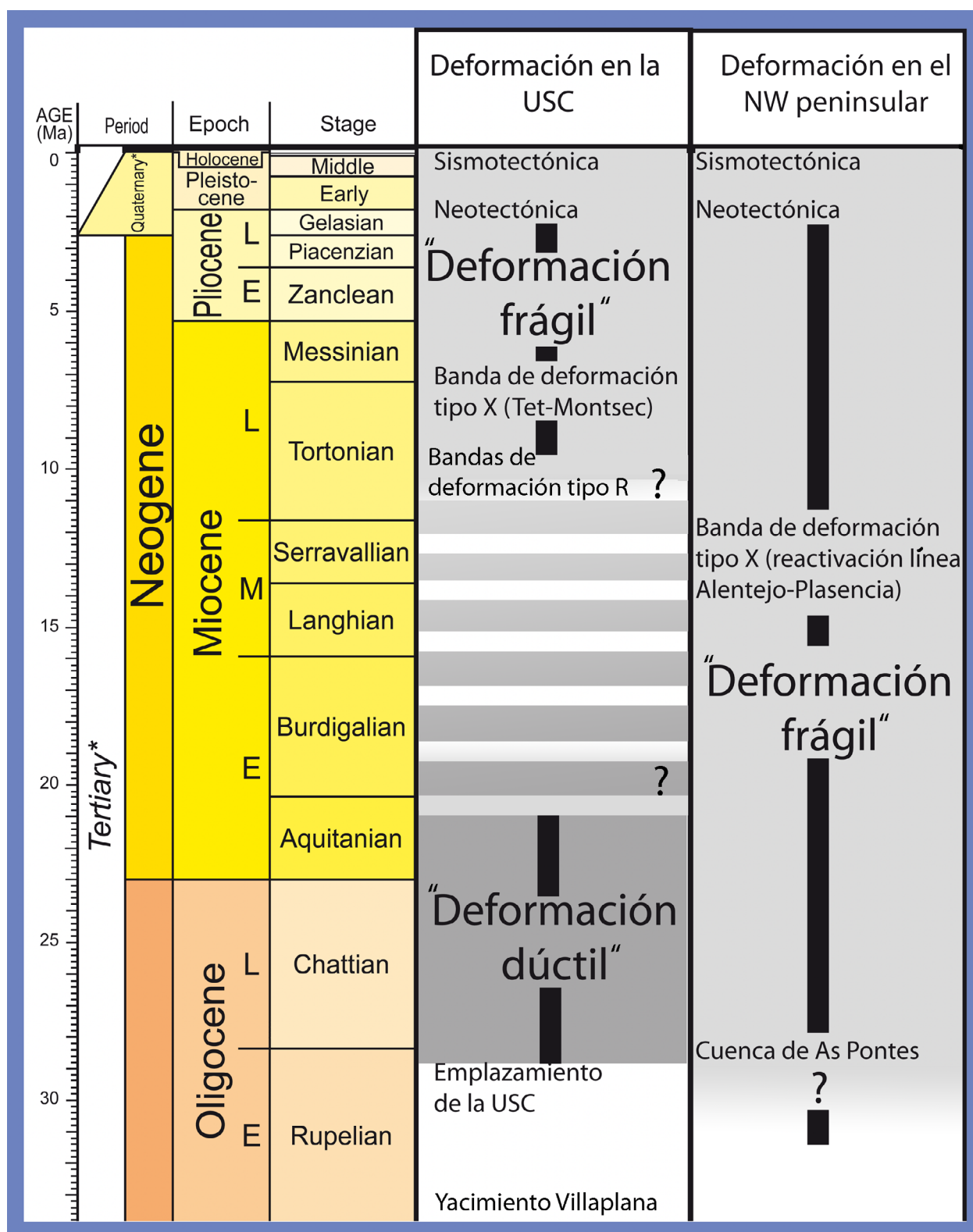


Figura 11.19: Diagrama esquemático en el que se muestra la diferencia entre la evolución temporal de la "deformación frágil" y "dúctil" en la USC y en el NW peninsular. En la USC y con los datos disponibles no se ha podido establecer en qué momento entre el Aquitaniense y el Mioceno superior se produce el cambio de estilo estructural. Escala temporal tomada de la página web de la *International Commission on Stratigraphy*, versión de 2004.

11.4 Implicaciones regionales del modelo tectónico propuesto

Por último se realizan una serie de comentarios sobre las implicaciones que el modelo propuesto plantea para la región, tanto para el entorno de la USC y Pirineo Axial (apartado 11.4.1) como para el N de Iberia (apartado 11.4.2).

Con esto solo se pretende reflejar una serie de ideas que se deducen de manera inmediata del marco conceptual construido, pero que no pretenden ser un conjunto estructurado de datos sobre la evolución estructural o tectónica del N peninsular.

11.4.1 Implicaciones en la USC y Pirineo Axial

11.4.1.1 Posible acumulación de la deformación en el margen N de la USC (zona de las Nogueras)

Si admitimos el comportamiento de la rampa de Oliana como rampa frontal y por tanto de las Sierras Marginales como rampa lateral-oblicua para la deformación interna post-emplazamiento de la USC, la zona de las Nogueras también ha de comportarse como rampa lateral desde el Oligoceno inferior reciente y hasta algún momento post-Aquitaniense inferior (apartados 9.3 y 9.4).

Esta zona de las Nogueras también se ha propuesto como una zona de anisotropía vertical en la distribución de la deformación por transpresión dominada por cizalla simple. Esta zona marca el paso de los dominios estructurales de cobertura a los de basamento, ya que hacia el N desaparecen los niveles dúctiles de despegue someros, pudiendo haber acumulado una cantidad importante de deformación (apartado 6.1). Esta idea se apoya además en dos parámetros conocidos, por un lado cartográficamente los materiales del Keuper se acaban al norte de las Nogueras y por otro la estructuración interna de esta unidad presenta los planos mecánicos de las estructuras mayores subverticales y se han detectado zonas de transferencia dextral (Saura, 2004).

A partir de los trabajos de teledetección mediante el uso de MDTs en la USC (apartado 4.5) se ha evidenciado la existencia de abundantes conjuntos de lineamientos de tipo R en la zona de las Nogueras y además la dirección cartográfica de toda esta zona es N110, coincidente con la dirección de las estructuras tipo R.

Por todo ello, parece que la zona de las Nogueras ha acumulado importantes cantidades de deformación en un intervalo de tiempo posterior al emplazamiento de la USC y con características geométricas no compatibles con acortamiento general en dirección N-S.

11.4.1.2 Incremento de la cantidad de deformación alpina en el Pirineo Axial y exhumación tardía

La datación de edad alpina de las "bandas miloníticas" existentes en el núcleo Axial del Orogéno Pirenaico por comparación cartográfica y de comportamientos estructurales (ver capítulo 10; McCaig, 1996, Carreras y Cires, 1996; Carreras, 2001; etc.) supone un incremento muy importante en la cantidad de deformación de edad relativamente tardía que ha de ser explicada en cualquier modelo evolutivo del Pirineo central.

Según los trabajos de Carreras y Cires (1986) y Carreras (2001), se puede deducir, a partir de esta nueva datación, que al menos el dominio estructural denominado supraestructura y atribuido al varisco es también de edad alpina (no es posible relacionar la infraestructura directamente con deformación alpina, pero no es descartable). Esto implica otra muy importante cantidad de deformación adicional, también de edad relativamente tardía, que debe ser incluida dentro del marco de la deformación alpina.

Como se comentaba en el capítulo 10, las fallas dextrales que se observan en la USC son la expresión a niveles estructurales más altos de similares

estructuras a niveles estructurales más bajos ("bandas miloníticas") en el núcleo Axial. En su conjunto, y según los datos de evolución térmica en el tiempo (apartado 10.1.1), marcan la evolución desde rocas de falla dúctil a frágil, exhumadas durante la evolución de esta zona.

La secuencia de evolución de rocas de falla miloníticas de alto grado a bajo grado (cataclasitas) y por último *fault gouges*, implica una fuerte cantidad de exhumación en el Pirineo Axial en un momento relativamente tardío y en gran parte condicionado por un régimen de deformación transpresivo dominante.

Por tanto, la fuerte exhumación miocena interpretada a partir de termocronología de *fission tracks* de apatitos de Fitzgerald *et al.* (1999) en el Pirineo Axial y atribuida a reequilibraciones isostáticas, estaría relacionada con deformación por transpresión dextral y ello sería coherente con lo anteriormente indicado sobre las bandas miloníticas.

11.4.1.3 Comentarios sobre la PDZ o zona de convergencia entre Europa e Iberia

No se ha encontrado en superficie ninguna estructura discreta que permita su atribución clara como PDZ del conjunto. En superficie sólo se encuentran estructuras relacionadas con deformación por transpresión dominante pero nunca un límite discreto con fuertes desplazamientos.

Por estos motivos interpretamos que la PDZ (zona de convergencia entre Iberia y Europa) respondería a una banda, cartográficamente muy ancha (probablemente de varias decenas de km) y que no aflora en superficie, enraizada por debajo del núcleo Axial pirenaico y que tendría una dirección aproximada E-W.

El comportamiento general de esta banda de deformación se podría comparar con los experimentos de Richard y Cobbold (1990; fig. 6.8). De esta manera se podrían explicar conjuntamente la tectónica transpresiva dominante tardía en la zona de convergencia entre Iberia y Europa y la partición de la deformación en niveles superiores de la corteza.

11.4.2 Breves implicaciones para el N de Iberia de la deformación transpresiva dominada por cizalla simple

No se han encontrado los límites geográficos de propagación de esta tipología de deformación y el marco temporal que abarca a lo largo del norte de Iberia (y sur de Francia) está datado como Oligoceno inferior reciente hasta la actualidad. Esta tipología de "deformación frágil" implica un desplazamiento relativo de Iberia con respecto a Europa hacia el W. El desplazamiento se realizaría sobre una PDZ que tendría dirección N85-90 y que interpretamos como una banda de deformación de ancho cartográfico importante y sin expresión discreta en superficie al igual que para los Pirineos. Todo ello en consonancia con los relativamente pequeños movimientos en dirección encontrados en las estructuras discretas.

Se han identificado dos bandas regionales de deformación de tipo X en el N peninsular, de carácter tardío y sinistral. En el caso de la banda de tipo X en Galicia esta es sinistral con componente inversa y en el caso de los Pirineos es sinistral con componente normal. Esto es coherente con el movimiento de Iberia hacia el W con respecto a Europa. En ningún caso se interpreta que la elipse de deformación horizontal calculada para la USC sea válida para el resto del N de Iberia, aunque sí parece que ha de ser similar.

Todo esto no implica que esta sea la única tipología de deformación existente, ni siquiera la predominante para esa zona de Iberia durante el lapso temporal estudiado.

Además, la existencia de procesos de partición de la deformación en el espacio podría estar directamente relacionada con la existencia de niveles de despegue dúctiles bajo unidades de cobertera. Así durante el Oligoceno superior, mientras en la USC se desarrollan estructuras dominadas por cizalla pura en forma de pliegues y cabalgamientos en unidades alóctonas sobre niveles de despegue, en Galicia se desarrollan conjuntos de fallas con saltos dominantes en dirección dominadas por cizalla simple directamente sobre el basamento.

11.5 Resumen de ideas aportadas por este capítulo

No se han encontrado los límites geográficos de propagación de la deformación dominada por cizalla simple (apartado 11.1). Queda reflejada, al menos, desde latitud 39 N (reactivación tardía del dique de Alentejo-Plasencia y génesis de pequeños *pull-apart* relacionados con reactivación sinistral) a latitud 44.5 N (modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) en dirección N-S y al menos desde longitud 4 E (modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) hasta longitud 10 W (*offshore* de Galicia). La extensión geográfica E-W abarca todo el norte de la Península Ibérica (incluido parte del *offshore* cantábrico).

En cuanto a su datación, para la Península Ibérica, el registro más antiguo que se detecta relacionado con esta tipología de deformación está representado por el relleno sedimentario de la cuenca *pull-apart* de As Pontes, desarrollada sobre una banda de deformación de tipología R. La datación de esta cuenca va desde la parte superior del Oligoceno inferior hasta el Aquitaniense inferior (Huerta *et al.*, 1997); esta datación está contrastada con dataciones bioestratigráficas (López Martínez *et al.*, 1993).

En el intervalo de tiempo entre el Aquitaniense inferior y el Plio-Pleistoceno existe registro de la actividad de estructuras tipo R (ver apartado 11.1.2.1).

Tanto las estructuras neotectónicas recientes (Plio-Pleistoceno) como la sismicidad actual del norte de Iberia son fácilmente explicables en el contexto de deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple, con lo que el límite cronológico más reciente de esta deformación sería hoy (apartado 11.1.2.2).

Así, el lapso temporal de desarrollo de la deformación en régimen transpresivo dextral dominado por cizalla simple es desde al menos la parte más reciente del Oligoceno inferior hasta la actualidad para el conjunto de la Península Ibérica y como post-Aquitaniense inferior-Actualidad para la USC.

Se ha deducido que la tipología de deformación que es responsable de la deformación post-emplazamiento de la USC y que se resuelve en forma de pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW con una dirección de acortamiento dominante NW-SE responde a transpresión dextral moderadamente convergente (Krantz, 1995) y dominada por cizalla pura. Esto se produce sobre una PDZ de dirección aproximada E-W y con un vector de acortamiento calculado de dirección N 135.

Desde el Oligoceno inferior reciente hasta la actualidad la convergencia entre Iberia y Europa es oblicua (apartado 11.3.1). Esta convergencia oblicua se desarrolla a partir de un vector de convergencia general N 135 sobre una PDZ de dirección aproximada E-W y tiene carácter dextral. Por tanto, proponemos que durante el intervalo temporal Oligoceno inferior-actualidad la USC, el sector nororiental de la Cueva del Ebro y la zona de las Nogueras presentan deformación por transpresión particionada en el tiempo, primero dominada por cizalla pura y después dominada por cizalla simple. Este marco general de tectónica transpresiva dominante con partición de la deformación es coherente con la magnitud y sentido de movimiento de Iberia con respecto a Europa estable.

Durante el intervalo temporal Oligoceno inferior-actualidad para el NW de la Península se detecta la actividad de deformación por transpresión dominada por cizalla simple (apartado 11.1), pero de manera cohetanea en el tiempo en la USC y al menos hasta algún momento del Aquitaniense predomina la deformación dominada por cizalla pura (11.2). Proponemos que esto se resuelve mediante mecanismos de partición de la deformación en el espacio.

Este régimen transpresivo dominante indica un desplazamiento relativo de Iberia con respecto a Europa hacia el W, al menos desde el Oligoceno inferior reciente. El desplazamiento, de magnitud desconocida, se realizaría sobre una PDZ que tendría dirección N85-90. Esta PDZ no ha podido ser reconocida en superficie como una falla discreta.

CAPÍTULO 12. CONCLUSIONES

Se resumen aquí las principales conclusiones obtenidas en este trabajo sobre la deformación post-emplazamiento (Oligoceno-actualidad) de la USC y su entorno, mediante fotointerpretación de ortoimágenes, modelos digitales del terreno (MDT), perfiles sísmicos, datos bibliográficos y datos de campo.

Los conjuntos de estructuras definidos nos han permitido deducir la existencia de dos tipologías de deformación post-emplazamiento en la USC: una deformación por transpresión dominada por cizalla simple, y otra dominada por cizalla pura. Ambas se interpretan dentro de un contexto general de convergencia oblicua entre Europa e Iberia como respuesta a un régimen tectónico transpresivo dextral dominante.

12.1 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple

Por primera vez se han reconocido en la USC y su entorno (zona Axial pirenaica, cuenca de Aquitania, cuenca del Ebro) diversos conjuntos de fallas con saltos predominantes en dirección, con direcciones generales N110 (tipología R), N140 (R2), N85-90 (*in line*), N25-50 (X) y N165 (T), que hemos integrado en un modelo de deformación dominado por cizalla simple:

- Las fallas de tipología R tienen direcciones N105-120, buzamientos altos y desplazamientos dextrales con ligera componente inversa que llegan a sobrepasar los 300 m horizontales y 60-70 m verticales. Se agrupan en conjuntos (bandas de deformación) separados por zonas no deformadas.

- Las fallas de tipología R2 tienen direcciones N140, buzamiento alto y comportamientos dextrales con ligera componente inversa, y se comportan como Riedel de las anteriores.

- Las fallas de tipología *in line* tie-

nen direcciones N85-90 y también comportamiento dextral. Son las menos numerosas y las que tienen menor componente inversa.

- Las fallas de tipología X tienen direcciones entre N25 y N50 y son sinestrales con componente extensional. Cronológicamente su actividad es posterior a las fallas anteriores.

- Las fallas de tipología T tienen direcciones entre N160 y N180, son rectilíneas o *en échelon* y claramente tensionales.

Mediante los trabajos de fotointerpretación, hemos evidenciado que las estructuras de tipo R se acumulan en bandas de deformación dextrales, rectilíneas, escalonadas a la izquierda, que en la USC y cuenca del Ebro tienen una longitud de más de 60 km y una anchura cartográfica de hasta 3 km. Una de las mayores bandas de deformación, denominada Carreu norte, tiene en conjunto como mínimo un salto en dirección de más de 1600 metros. Frecuentemente presentan patrones cartográficos anastomosados. Su morfología en planta muestra estar condicionada por la variación en los niveles estructurales que atraviesan. No se ha encontrado en el área de trabajo la terminación de estas estructuras.

En los trabajos de teledetección aplicados a MDTs hemos comprobado que la distribución de este patrón estructural de fallas es extensivo y penetrativo para la USC, zona de las Nogueras y cuenca del Ebro.

La morfología cartográfica de estas fallas en la USC se adapta a un patrón de facturación no nucleada en anisotropías verticales previas, generado por esfuerzos homogéneamente distribuidos vía nivel(es) de despegue situados en la base de la USC.

Este conjunto de fallas observado ha sido integrado por primera vez en un modelo de deformación por cizalla simple. La elipse de deformación horizontal construida a partir del cortejo de fallas

cartografiadas (fig. 6.11) indica una PDZ de dirección N90 y carácter dextral, que se situaría fuera de la USC (probablemente al norte), cuyo componente de traslación sería superior a 4 veces el de acortamiento. El vector neto de desplazamiento de la USC formaría un ángulo muy bajo con la PDZ (aproximadamente N95). Interpretamos que todo este conjunto de estructuras responde a deformación por transpresión dextral ligeramente convergente y dominada por cizalla simple, según Krantz (1995). Este modelo de deformación no había sido inferido hasta ahora en la USC.

A partir de este modelo de deformación, se han deducido varias implicaciones regionales para la USC y entorno:

- Por un lado, definimos la banda de deformación de tipo X del Tet-Montsec, sinistral con componente normal, de longitud superior a 150 km y anchura superior a 20 km, que cruza en dirección media N65 todo el núcleo Axial pirenaico, desde Perpiñán hasta las Sierras Marginales y posiblemente la cuenca del Ebro (fig. 9.8). La evolución temporal de esta banda de deformación es al menos Vallsiense-actualidad. En superficie se expresa de manera diferente en función de los materiales y dominios geológicos que atraviesa, y condiciona la existencia de una serie de cuencas de tipología general *pull-apart* (Conflent, Cerdanya y Seu de Urgell). Reinterpretamos la génesis de la cuenca de la Cerdanya como ligada a la banda de deformación del Tet-Montsec y por tanto como *pull-apart* de carácter sinistral, con su margen SE configurado por estructuras tipo XR2 de dirección N40 (sinistrales con componente normal) asociadas a la falla principal.

- Por otro lado, restituimos a N45 la dirección original del eje anticlinal de Oliana, que posteriormente a su génesis ha sufrido una rotación horaria mínima de 15-20° debida a la actividad de fallas tipo R y R2 que configura la morfología sigmoidal de esta estructura en afloramiento a día de hoy.

- Asimismo, la retrodeformación de la morfología cartográfica de la estructura de Boixols indica que antes de

la deformación dominada por cizalla simple su geometría era muy rectilínea y de dirección N95. Esta disposición confirma que esta megaestructura, como muchas otras de las grandes estructuras de la USC, está fuertemente retocada por la deformación tardía dominada por cizalla simple.

- Por último, se comprueba que tanto las orientaciones como los comportamientos de las "bandas miloníticas" características de la zona Axial pirenaica (de las que la falla de Meréns es la más conocida), y que tenían una edad discutida, tienen su continuidad en estructuras de la cobertera mesozoica y terciaria al norte y al sur de la zona Axial. Esta continuidad cartográfica y correlación en direcciones y comportamientos estructurales indica que la edad de estas bandas miloníticas es probablemente alpina. Ello implica que el dominio estructural denominado supraestructura, relacionado con estas bandas de cizalla (Carreras y Cirés, 1986 y Carreras, 2001) y anteriormente atribuido al Varisco, es también de edad alpina. Todo ello implica una importante cantidad de deformación adicional que debe ser incluida dentro del marco de la deformación alpina.

Esta tipología de deformación dominada por cizalla simple inferida para la USC y su entorno, se encuentra también en un marco geográfico mucho más amplio, al menos por todo el N y W peninsular. Los lineamientos evidenciados en los MDTs de Cataluña, Galicia y Pirineos comparados con datos bibliográficos, tienen direcciones y comportamientos similares a las fallas descritas en la USC y por tanto las hemos atribuido a tipologías similares. Así, hemos reinterpretado la banda de deformación de Ubierna-Ventaniella y las fallas de As Pontes, Meirama y A Coruña como de tipología R, al igual que las fallas dextrales que cortan el prisma de acreción pirenaico en el *off-shore* Cantábrico. También hemos considerado de tipología R y coherentes con este conjunto la falla de Loiti en la cuenca de Jaca y las evidenciadas por Bergamín *et al.* (1996) a partir de estudios geofísicos en la zona de unión entre la Cadena Ibérica y el Sistema Central (apartado 11.1).

También hemos reinterpretado como estructuras tipo X las bandas de deformación de Vilarisa-Bragança, Regua-Verín, Guimaraes-Orense-Eo y reactivación del lineamiento de Alentejo-Plasencia. (ver apartado 11.1).

No se han encontrado los límites geográficos de propagación de esta deformación dominada por cizalla simple, que en dirección N-S queda evidenciada al menos desde la latitud 39° N (reactivación sinistral tardía del dique de Alentejo-Plasencia) hasta la latitud 44,5° N (modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) y en dirección E-W abarca todo el norte de la península Ibérica (incluido el *offshore* cantábrico) al menos desde la longitud 4° E (modelo de elevaciones sombreado regional de los Pirineos) hasta la longitud 10° W (*offshore* de Galicia).

La edad de esta tipología de deformación dominada por cizalla simple para la Península Ibérica puede acotarse por el registro más antiguo afectado por ella (el relleno sedimentario de la cuenca *pull-apart* de As Pontes) datado desde el Oligoceno inferior reciente al Aquitaniense inferior. En la USC las estructuras dextrales tipo R son posteriores al emplazamiento y deformación interna de ésta y por tanto posteriores al Aquitaniense inferior (Meigs *et al.*, 1996). En el intervalo temporal entre el Aquitaniense inferior y el Plio-Pleistoceno existe registro de la actividad de estructuras tipo R del N peninsular (fallas de Ubierna-Ventanieilla, del *offshore* Cantábrico, de Loiti, y las descritas por Bergamín *et al.* 1996). Esta deformación sigue activa actualmente, según hemos reinterpretado estructuras neotectónicas recientes (Plio-Pleistoceno) del W de los Pirineos y parte importante de la sismicidad actual del norte de Iberia. Las estructuras de tipología X sólo muestran actividad desde el Mioceno medio hasta la actualidad. En el entorno de la USC, el registro más antiguo de estas estructuras es de edad Vallesiense (cuenca de la Cerdanya).

Así, el lapso temporal de desarrollo de la deformación en régimen transpresivo dextral dominado por cizalla simple es desde al menos el Oligoceno inferior

reciente hasta la actualidad en el norte de Iberia, y post-Aquitaniense inferior-actualidad en la USC y su entorno.

12.2 Deformación por transpresión dextral dominada por cizalla pura

Por medio de cartografía e interpretación de perfiles sísmicos, hemos descubierto en la USC un nuevo tren de pliegues que hemos integrado en un modelo de deformación dominado por cizalla pura. De W a E son: sinclinal de la sierra del Gurp, sinclinal del Tossal del Pou, anticlinal de los Nerets, sinclinal de Bastús, anticlinal de Sant Romà, sinclinal de Los Plans, anticlinal de Llordà y sinclinal de Siall (ver fig. 5.3). Estos pliegues oblicuos de dirección media aproximada N55, interfieren con las megaestructuras previas de dirección E-W que existen en la USC y afectan a todos los materiales alóctonos y para-autóctonos del sector centro-oriental de la USC.

Este conjunto de pliegues oblicuos tiene amplitudes de pocas decenas de metros. Son simétricos en sección, sin vergencia definida, con charnelas y flancos curvos y con alta relación longitud de onda/amplitud (fig. 5.14). Según Análisis Visual de Fourier son de tipología 1D (Ramsay y Hubert, 1987) y sus ángulos interflancos son bajos. Sus trazas cartográficas presentan morfologías típicamente sigmoidales. La formación de estos pliegues está relacionada con despegue sobre niveles dúctiles con redistribución de materiales en la base y se adaptan a la definición de *armonic and symmetric low amplitude detachment folds* (Mitra, 2003).

Interpretamos que la formación de estos pliegues está relacionada con la propagación de la deformación hacia en NW en la rampa de Oliana, pues son paralelos al anticlinal de Oliana en el antepaís del Ebro y al tren de pliegues que continúa en la cuenca potásica catalana con características similares (fig. 5.24). Su edad es posterior en todo caso al emplazamiento de la USC, pues afectan conjuntamente al autóctono relativo y a la unidad alóctona.

La datación del nuevo yacimiento de Villaplana, situado en los conglomerados sintectónicos de la rampa de Oliana, ha implicado revisar las dataciones y cartografías existentes en la zona del frente surpirenaico. La nueva correlación de unidades tectosedimentarias obtenida (figs. 9.25 y 9.26), indica que todo el contorno del frente de cabalgamientos de la USC tiene una evolución temporal muy similar (Oligoceno-Mioceno inferior, fig. 9.26). Por tanto, interpretamos que no hay una diacronía importante entre la rampa del Segre y la rampa meridional de las Sierras Marginales de la USC, contrariamente a lo establecido hasta ahora.

Los pliegues oblicuos de la USC y de la cuenca del Ebro (Oliana-cuenca potásica catalana) son posteriores a la unidad 1 de conglomerados sintectónicos, y activos durante y después de la unidad 3 (Meigs *et al.*, 1996). Por tanto se formaron después del Oligoceno inferior reciente, entre el Oligoceno superior-Aquitaniense inferior y/o posteriormente.

La orientación de los pliegues oblicuos en la USC y sus correlativos en la cuenca del Ebro no es compatible con su génesis por acortamiento general en dirección N-S, como establecían los modelos admitidos hasta ahora. Por el contrario, este tren de pliegues indica una dirección de máximo acortamiento NW-SE. En Oliana (rampa del Segre) hemos estimado en más de 25 km el acortamiento total acumulado en dirección NW-SE desde la parte alta del Oligoceno superior hasta algún momento posterior al Aquitaniense inferior. En contraste, en Artesa (rampa meridional de las Sierras Marginales) el acortamiento total es de poco más de 6 km en dirección N-S para el mismo intervalo temporal (Meigs *et al.*, 1995). Esta asimetría se puede apreciar también en los patrones cartográficos, pues en la cuenca del Ebro alrededor del contacto con la USC, los pliegues en superficie se propagan a más de 45 km en dirección SE, mientras que en dirección S no alcanzan más de 12 km (fig. 9.31).

Por tanto, al menos desde el Oligoceno inferior reciente (unidad 2 de Meigs *et al.*, 1996) la rampa de Oliana funcionó como rampa frontal de la USC, propagando la deformación en forma de pliegues hacia en SE en la cuenca del Ebro

y hacia el NW en la USC ya emplazada (fig. 9.31). Este nuevo esquema de funcionamiento post-emplazamiento de la USC sobre el autóctono del Ebro implica un vector de máximo acortamiento de dirección NW-SE (N135). Simultáneamente, la rampa de Sierras Marginales debió funcionar como rampa lateral u oblicua de la USC, propagando la deformación en forma de pliegues hacia en S en la cuenca del Ebro. A partir de ese momento al menos, la zona de las Nogueras también tuvo que comportarse como una rampa lateral, acumulando importantes cantidades de deformación. Antes de ese momento no se han encontrado parámetros que permitan verificar la dirección de emplazamiento de la USC.

Estas observaciones nos permiten deducir que la tipología de deformación post-emplazamiento de la USC responsable de estas estructuras (pliegues oblicuos de dirección NE-SW y cabalgamientos de dirección de acortamiento dominante NW-SE), responde a transpresión dextral moderadamente convergente (Krantz, 1995) dominada por cizalla pura, con un vector de acortamiento calculado de dirección N135 sobre una PDZ de dirección aproximada E-W.

12.3 Régimen tectónico transpresivo dominante

Los datos obtenidos confirman la convergencia oblicua entre Iberia y Europa desde el Oligoceno inferior reciente hasta la actualidad sobre una PDZ de dirección aproximada E-W y carácter dextral (Olivet, 1996). Nuestro vector de máximo acortamiento inferido N135 también confirma la dirección de convergencia general NW-SE indicada por autores anteriores. La magnitud de los acortamientos internos aproximados en la USC para este periodo (en torno a las pocas decenas de kms) es también coherente con los valores coetáneos de desplazamiento de Iberia aproximados por diferentes autores.

Los modelos establecidos hasta ahora interpretan la deformación de edad alpina en los Pirineos dentro de un régimen de cizalla pura con acortamientos en

dirección N-S. Por el contrario, en este trabajo proponemos que al menos durante el intervalo temporal tardío considerado, la deformación en los Pirineos se desarrolla en un régimen tectónico transpresivo dextral dominante, con partición de la deformación en el tiempo. Inicialmente, la USC y su entorno (cuenca del Ebro y zona de las Nogueras) habrían sido deformadas por transpresión dextral dominada por cizalla pura, al menos desde el Oligoceno inferior alto hasta el Mioceno; posteriormente y hasta la actualidad, lo habrían sido por transpresión dextral dominada por cizalla simple.

Además de la partición de la deformación en el tiempo en la USC, detectamos partición de la deformación en el espacio para el N de Iberia. Durante el intervalo temporal Oligoceno inferior-actualidad hemos mostrado que en el norte de Iberia hay registro de actividad de estructuras asociadas a deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple, que coexiste por tanto con la deformación dominada por cizalla pura en la USC. Interpretamos esta coincidencia temporal en términos de partición de la deformación en el espacio.

Este régimen transpresivo dominante al menos desde el Oligoceno inferior reciente confirma el desplazamiento relativo de Iberia hacia el W respecto a

Europa. El desplazamiento, de magnitud desconocida, se realizaría sobre una PDZ que no ha podido ser reconocida en superficie como una falla discreta.

Las dos bandas de deformación regionales de tipo X identificadas (en Galicia y Tet-Montsec) de carácter sinistral, con componente inversa en el W y con componente normal en el E, son coherentes con el desplazamiento de Iberia hacia el W con respecto a Europa.

Las edades de estas bandas de deformación son tardías con respecto al inicio de la deformación por transpresión dextral dominada por cizalla simple, coherentemente con lo observado en modelos análogos.

Interpretamos que parte importante del registro neotectónico y sismotectónico en el norte de la Península Ibérica se puede explicar en términos de transpresión dominada por cizalla simple. Toda la fracturación asociada a este régimen de deformación ha de ser un condicionante de primer orden en el desarrollo geomorfológico actual del norte de la Península Ibérica.

Las conclusiones de este trabajo permiten predecir que gran parte de los procesos de deformación inferidos aquí han de afectar también en mayor o menor medida a la cuenca de Aquitania en Francia.

CAPÍTULO 13. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agustí, J. y Roca, E. (1987). Síntesis bioestratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos orientales). *Estudios Geológicos*, 43: 521-529.
- Anderson, E. M., 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8: 387-402.
- Almela, A y Ríos, J.M. (1953). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 328 (Artesa del Segre) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Almela, A. y Ríos J.M. (1973). Contribución al conocimiento de la zona surpirenaica catalana. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 56: 391-451.
- Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (2004). Estructura alpina de la Cordillera Ibérica: generalidades. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 332-334.
- Albarelo, D., Mantovani, E., Babbucci, D. y Tamburelli, C. (1995). Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, 243: 25-36.
- Alvarado, M., Coma, J, del Valle, J. Ríos, J.M. y Almela, A. (1959). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 289 (Benabarre) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., Lacombe, J.I., López Martínez, N. y Sacristán, M.A. (1987). Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abhandlungen, A*, 10: 43-48.
- Álvarez-Marrón, J. (1989). *La estructura geológica de la Región del Ponga*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 223 p.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torne, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102: 22497-22511.
- Antón, L. y de Vicente, G. (2006). Tensor actual de esfuerzos y fallas potencialmente activas en el Domo del Tormes (NO de Iberia). *Geogaceta*, 40: 11-14.
- Autran, A. y Guitard, G. (1975). *Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille de Prades (nº 257), 2. ème. éd.. B.R.G.M.*
- Aydin, A. y Nur, A. (1982a). *Evolution of pull-apart basins and push-up ranges*. Pacific Petroleum Geologist, Pacific Section: 2-4.
- Aydin, A.y Nur, A. (1982b). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1: 91-105.
- Aydin, A. y Page, B.M. (1984). Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment. San Francisco Bay region, California. *Geological Society of America Bull.*, 95: 1303-1317.
- Babcock, E.A. (1974). Geology of the northeast margin of the Salton Sea, California. *Geological Society of America Bull.*, 58: 321-332.
- Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Deramond, J., Bilotte, M. y Debroas, E.J. (1988). Rôle des paléostructures anté albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nordpyrénéens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 306: 307-313.
- Ballance, P.F. y Reading, H.G. (Eds.) (1980). *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*. Spec. Pub. Int. Ass. Sediment., 4: 265 p.
- Bally, A.W. (Ed.) (1983). *Seismic expression of structural styles*. A.A.P.G. Studies in Geology, serie 15, 3 volúmenes.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. (2001). A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 187: 1-16.
- Barrón, E. y Santos, L. (1998). Síntesis paleobotánica crítica de las cuencas terciarias de Galicia (España). *Coloquios de Paleontología*, 49: 41-53.
- Bartlett, W.L., Friedman, M. y Logan, J.M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.
- Bataller, J.R., Masachs, D.V. y Gálvez, D.A. (1953). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 290 (Isona) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.

- Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Munóz, J. y Almar, Y. (2003). A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 501-514.
- Beaumont, C., Muñóz, J.A., Hamilton, J. y Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105: 8121-8145.
- Berástegui, X., García-Senz, J. y Losantos, M. (1990). Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull. Soc. Géolog. France*, (8) 6: 250-253.
- Berástegui, X., Losantos, M., Muñóz, J.A. y Puigdefábregas, C. (1993). *Tall geologic del Pirineu central, 1:200 000*. Servei Geològic de Catalunya.
- Berástegui, X. y Losantos, M. (Dirs.) (2001). *Mapa de la Hoja nº 290-2-1 (Isona) del Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000*. Instituto Cartográfico de Cataluña, Barcelona.
- Berástegui, X. y Losantos, M. (Dirs.) (2002). *Mapa de la Hoja nº 290-2-2 (Sant Salvador de Toló) del Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000*. Instituto Cartográfico de Cataluña, Barcelona.
- Berástegui, X. y Losantos, M. (Dirs.) (2003). *Mapa de la Hoja nº 290-1-2 (Llimiana) del Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000*. Instituto Cartográfico de Cataluña, Barcelona.
- Berástegui, X. y Losantos, M. (Dirs.) (2004). *Mapa de la Hoja nº 328-1-1 (Figuerola de Meià) del Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000*. Instituto Cartográfico de Cataluña, Barcelona.
- Berástegui, X. y Losantos, M. (Dirs.) (2004). *Mapa de la Hoja nº 290-1-1 (Vilamitjana) del Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000*. Instituto Cartográfico de Cataluña, Barcelona.
- Bergamín, F., de Vicente, G., Tejero, R., Sánchez Serrano, F., Gómez, D., Muñóz Martín, A. y Perucha, M.A. (1996). Cuantificación del desplazamiento dextroso alpino en la Cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20: 917-920.
- Beroiz, C., Barón, A., Rámirez del Pozo, J., Giannini, G. y Gervilla, M. (1972). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 30 (Villaviciosa) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Beroiz, C., Pignatelli, R., Felgueroso, C., Rámirez del Pozo, J., Giannini, G. y Gervilla, M. (1972). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 29 (Oviedo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Bhosle, B., Parkash, B. y Awasthi, A.K. (2006). Delineation of an active fault using DTM in the western Gangetic Plain. *Current Science*, 90: 1001-1003.
- Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. (Eds.) (1985). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Spec. Pub., 37, 386 p.
- Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. (1985). Glossary Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation* (Biddle, K.T. y Christie-Blick, N., Eds.), Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication, 37: 375-385.
- Biro, R. y Sole Sabaris, L. (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 6: 7-61.
- Boillot, G. y Malod, J.A. (1988). The North and North-West Spanish Continental Margin: A review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 295-316.
- Bond, R.M.G. y McClay, K.R. (1995). Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. En: *Basin Inversion* (Buchanan, J.G. y Buchanan P.G, Eds.), Geological Society of London Special Publication, 88: 415-431.
- Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponier, P. y Herbecq, A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, 4 : 19-42.
- Buis, M.G. y Rey, J. (1975). Une évolution sédimentaire de type deltaïque: le passage du Tertiaire marin au Tertiaire continental entre l'Ariège et le Douctouyre (Pyrénées Ariégeoises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 111: 80-95.

- Burbank, D.W. y Puigdefàbregas, C. (1985). *Chronologic investigations of the south Pyrenean basins: preliminary magnetostratigraphic results from the Ripoll basin*. En: I.A.S. 6th European Regional Meeting, Lerida (Rosell, J., Remacha, E. y Zamorano, M., Eds.), Universitat Autònoma de Barcelona: 66-69.
- Burbank, D.W., Puigdefàbregas, C. y Muñóz, J.A. (1992a). The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, Northeast Spain. *Geological Society of America Bull.*, 104: 1101-1124.
- Burbank, D.W., Vergés, J., Muñóz, J.A. y Benthams, P. (1992b). Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bull.*, 104: 3-17.
- Burchfiel, B.C. y Stewart, J.H. (1966). "Pull-apart" Origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bull.*, 77: 439-442.
- Cabral, J. (1989). An example of intraplate neotectonic activity; Vilarica Basin (NE Portugal). *Tectonics*, 8: 285-303.
- Cabrera, L., Roca, E. y Santanach, P. (1988). Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *Jour. of the Geological Society of London*, 145: 261-268.
- Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P.F. y Bacelar, J. (1996). Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P.F., y Dabrio, C.J., Eds.), Cambridge University Press, 247-254.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985). Interpretación geodinámica de la vertiente centro occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca Tremp). *Estudios Geológicos*, 41: 391-404.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97: 13.917-13.951.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6.093-6.095.
- Capote, R., Villamor, P. y Tsige, M. (1996). La Tectónica Alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20: 921-924.
- Carozza, J.M. (1998). *Évolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique: l'Exemple des bassins d'alimentation des Pyrénées orientales. Approche morpho-tectonique*. Tesis doctoral, Universidad de Toulouse, 398 p.
- Carozza, J.M. y Delcaillau, B. (1999). Degradation et reactivation des escarpements de failles; l'exemple des failles de la Tet et du Tech. *Rev. Association des Sedimentologues Français*, 33: 332.
- Carozza, J.M. y Delcaillau, B. (2000). Reponse des bassins versants a l'activite tectonique; l'exemple de la terminaison orientale de la chaine pyreneenne; approche morphotectonique. *Geomorphologie*, 1: 45-60.
- Carozza, J.M. y Baize, S. (2004). L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène?. *Comptes Rendus Geoscience*, 336: 217-226.
- Carreras, J. y Santanach, P. (1973). Micropliegues y movimiento en los cizallamientos profundos del cabo de Creus (prov. Gerona). *Estudios Geológicos*, 29: 439-450.
- Carreras, J., Julivert, M. y Santanach, P. (1980). Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *Journal of Structural Geology*, 2: 5-9.
- Carreras, J. y Cirés, J. (1996). The geological significance of the western termination of the Mérens fault at Port Vell. *Tectonophysics*, 129: 99-114.
- Carreras, J. (2001). Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23: 1457-1487.
- Casas, J.M. (1984). *Estudi de la deformació en els gneiss del massís del Canigó*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 284 p.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T. y Román Berdiel, T. (1998). Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 331-344.

- Choukroune, P., (1976). Structure et évolution tectonique de la zone Nord Pyrénéenne, analyse de la déformation dans une partie de la chaîne à schistosité subverticale. *Mem. Soc. Géol. France*, 55 (127), 116 p.
- Choukroune, P. y ECORS Team (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23-39.
- Christie-Blick, N. y Biddle, K.T. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation* (Biddle, K.T. y Christie-Blick, N., Eds.), Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication, 37: 1-37.
- Cloos, H. (1928). Experimente zur inneren tektonik. *Zentralblatt für Mineralogie*, 12: 609-621.
- Cossio, J. y Ojanguren, R. (1983). Nuevos datos sobre la tectónica de la cuenca terciaria de Meirama. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 6: 33-60.
- Crowell, J.C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. En: *Tectonic and Sedimentation* (Dickinson, W.R., Ed.), Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication, 22: 190-204.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J. (1966). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 83: 3-14.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. (1992). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 127-143.
- Cuevas, J. L. (1992). Estratigrafía del "garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 95-108.
- Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Suriñach, E. y Torné, M. (1989). Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. *Tectonics*, 8: 1051-1059.
- De Vicente, G., González Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- De Vicente, G., Giner, J., Muñoz-Martín, A., González-Casado J.M. y Lindo, R. (1996). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Vicente, G., Stich, D., Giner, J., Muñoz Martín, A. y Morales, J. (2004). Tectónica activa y sismotectónica del antepaís Ibérico. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.) SGE-IGME, Madrid: 631-634.
- Debroas, E.J., (1990). Le Flysch noir albocénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre. (Haute Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géolog. France*, 8: 273-285.
- Del Santo, G., García-Sansegundo, J., Sarasa, L. y Torreadella, J. (2000). Estratigrafía y estructura del Terciario en el sector oriental de la Cuenca del Ebro entre Solsona y Manresa (NE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 265-278.
- Delcaillau, B., Carozza, J.M. y Font, M. (2004). Le segment nord de la faille de la Tet (Pyrenees-Orientales); fonctionnement neogene et implications geomorphologiques. *Bull. Soc. Géolog. France*, 175 : 257-272.
- Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Cataluña (2007). *Mapa digital de la Hoja nº 257 (Orgaña) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. IGME, ICC y DMA.
- Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Cataluña (2007). *Mapa digital de la Hoja nº 291 (Olina) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. IGME, ICC y DMA.
- Departamento de Medioambiente de la Generalitat de Cataluña (2007). *Mapa digital de la Hoja nº 327 (Os de Balaguer) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. IGME, ICC y DMA.
- Déperet, Ch. y Rérolle, L. (1885). Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bull. Soc. Géolog. France*, (3) 13: 488-506.
- Deramond, J., Fischer, M., Hossack, J., Labaume, P., Seguret, M., Soula, J.C., Viallard, P. y Williams, G.D. (1984). *Field guide of conference trip to the Pyrenees*. Chevauchement et deformation conference, Toulouse: 1-28.

- Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.J. y Specht, M. (1993). Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 71: 193-219.
- Derégnaucourt, D. y Boillot, G. (1982). Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 294: 219-294.
- Dewey, J.F. (1975). Finite plate evolution: some implications for the evolution of rock masses at plate margins. *American Journal of Science*, 275: 260-284.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. y Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine tectonics* (Coward, M.P. y Dietrich, D., Eds.), Geological Society of London Special Publication, 45: 265-283.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E. y Strachan, R.A. (1998). Transpression and transtension zones. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F., Eds.), Geological Society of London Special Publication, 135: 1-14.
- Diéz Herrero, A. (1999). Utilización de los SIGs en el análisis del riesgo de inundación en el alto Alberche (Cuenca del Tajo). En: *Los Sistemas de Información Geográfica en los riesgos naturales y en el medio ambiente* (Laín Huerta, L., Ed.), Ministerio de Medio Ambiente, Madrid: 49-67.
- Dinarés, J., McClelland, E. y Santanach, P. (1992). Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (McClay, K.R., Ed.) Chapman & Hall: 265-275.
- Dooley, T. y McClay, K.M. (1997). Analogue modelling of pull-apart basins. *A.A.P.G. bull.*, 81: 1804-1826.
- Durand-Delga, M., Méon, H., Masrera, A. y Ullastre, J. (1989). Effets d'une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 308: 1091-1098.
- Engelder, T., Dunne, B., Geiser, P., Marshak, S., Nickelsen, R.P. y Wiltschko, D. (1989). *Structures of the Appalachian foreland fold-thrust belt*. 28th Internat. Geol. Congr., Field Trip Guidebook T166.
- Erdlac, R.J. y Anderson, T.H. (1982). The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in Western Guatemala. *Geological Society of America Bull.*, 93: 57-67.
- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1997). Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassies granite pluton. *Journal of Structural Geology*, 19: 195-208.
- Farrell, S.G., Williams, G.D. y Atkinson, D. (1987). Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, South Central Pyrenees, Spain. *Jour. of the Geological Society of London*, 144: 907-914.
- Feliciísimo, M.A. (1999). Utilización de los Modelos Digitales del Terreno en el estudio del medio físico. En: *Los Sistemas de Información Geográfica en los riesgos naturales y en el medio ambiente* (Laín Huerta, L., Ed.), Ministerio de Medio Ambiente, Madrid: 127-138.
- Fernández Bellon, O. (2004). *Reconstruction of geological structures in 3D; an example from the southern Pyrenees*. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 321 p.
- Ferrill, D.A. y Dunne, W.M. (1989). Cover deformation above a blind duplex: an example from West Virginia, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11: 421-431.
- Ferrús, B. (1994). Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 73-89.
- Ferrús, B. y Santanach, P. (1994). Análisis de la fracturación en la cuenca cenozoica de As Pontes (La Coruña). *Geogaceta*, 15: 147-149.
- Ferrús, B. (2001). Resumen de tesis Doctoral: Evolución tectonosedimentaria de la cuenca Terciaria de As Pontes (NW de España). *Acta Geológica Hispánica*, 36: 179-182.
- Fitzgerald, P.G., Muñóz, J.A., Coney, P.J. y Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for

- the tectonic evolution of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 157-170.
- Freund, R. (1970). Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeast Iran. *Journal of Geology*, 78: 188-200.
- Fontbote, J.M. y Guitard, G. (1958). Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. Géolog. France*, 8: 884-890.
- Gabrielse, H. (1985). Major dextral transcurrent displacements along the northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia. *Geological Society of America Bull.*, 96: 1-14.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 234 p.
- García Aguilar, J.M. (1987). Caracterización estratigráfica y tectosedimentaria de la cuenca lignitífera de Meirama (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 37-49.
- García Sansegundo, J. (2004). Estructura varisca de los Pirineos. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 254-258.
- García Senz, J. (2002). *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 310 p.
- Garrido Megías, A. y Ríos Aragüés, J.M. (1972). Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 83: 1-47.
- Garrido Megías, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Geyssant, J., Guitard, G. y Laumonier, B. (1980). Analyse structurale des gneiss ocellés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (P.O.). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 290: 1103-1106.
- Gibson, R.G. y Gray, D.R. (1985). Ductile-to-brittle transition in shear during thrust sheet emplacement, Southern Appalachian thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 7: 513-526.
- Gil Peña, I. (2004). Estructura alpina de la Zona Axial. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 323-325.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1998). The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F., Eds.), Geological Society Special Publication, 135: 267-273.
- Golberg, J.M. y Maluski, H. (1988). Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 306: 429-435.
- Gold, D.P. (1980). Structural Geology. En: *Remote Sensing in Geology* (Siegal, B. y Gillespie, A.R., Eds.), Wiley y Sons: 419-483.
- Golpe Posse, J.M. (1981). Los mamíferos de las cuencas de la Cerdanya y Seu de Urgell (depresiones pirenaicas) y sus yacimientos; Vallesien medio-superior. *Boletín Geológico y Minero*, 92: 91-100.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999). Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308: 487-502.
- Gourinard, Y. (1971). *Détermination cartographique et géophysique de la position des failles vordières du fossé néogène de Cerdagne (Pyrénées-Orientales franco-espagnoles)*. 96 Cong. Nat. Soc. Sav., Toulouse, 2: 245-263.
- Grellet, B., Philip, H., Bousquet, J.C., Fleta, J., Escuer, J., Goula, X., Granier, T. (1994). Inversion de régime tectonique dans les Pyrénées Orientales depuis le Pliocène. *Colloque Geoprospective (UNESCO, Paris)*: 99-100.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B., Mauffret, A., Miles, P.R. y Roberts, D.B. (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Marine Geology*, 45: 63-77.

- Guitard, G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou, (Pyrénées Orientales). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 63: 353 p.
- Harding, T.P. (1973). Newport-Inglewood trend, California. An example of wrenching style of deformation. *A.A.P.G. Bull.*, 57: 97-116.
- Harding, T.P. y Lowell, J.D. (1979). Structural Styles, their plate tectonics habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *A.A.P.G. Bull.*, 63: 1016-1058.
- Harding, T.P. (1985). Seismic Characteristics and Identification of Negative Flower Structures, Positive Flower Structures and Positive Structural Inversion. *A.A.P.G. Bull.*, 69: 582-600.
- Harding, T.P. (1990). Identification of wrench faults using subsurface structural data: Criteria and pitfalls. *A.A.P.G. Bull.*, 74: 1590-1609.
- Harland, W.B. (1971). Tectonics transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, 108: 27-42.
- Harris, L.D. (1970). Details of thin-skinned tectonics in parts of Valley and Ridge and Cumberland Plateau provinces of the Southern Appalachians. En: *Studies of Appalachian Geology*. Central and Southern (Fisher, G.W., Pettijohn, F.J., Reed, J.C. y Weaver, K.N., Eds.), Wiley Interscience: 161-173.
- Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Vegas, R., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J. y González Casado, J.M. (2004). Cadenas cenozoicas del Noroeste peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 619-621.
- Hernaiz, P.P. (1994). La falla de Ubierna (margen SO de la cuenca Cantábrica). *Geogaceta*, 16: 39-42.
- Hernaiz Huerta, P.P., Serrano, A., Malagón, J. y Rodríguez-Cañas, C. (1994). Evolución estructural del margen SO de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 143-146.
- Hernández Pacheco, F. y Crusafont Pairó, M. (1960). Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 58: 275-282.
- Herraiz, M., de Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). Recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Herranz, P. y Peláez, J.R. (1994). A new visual enhancement method for rectilinear and concentric elements in geological remote sensing. En: *Advances in pattern recognition and applications* (Casacuberta, F. y Sanfeliú A., Eds.), World Scientific Publishing Company: 170-180.
- Hills, E.S. (1961). Morphotectonics and the geomorphological sciences with special reference to Australia. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 117: 77-89.
- Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds.) (1998). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special publication of the Geological Society of London, 135.
- Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B., y Sáez, A., (1997). Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, Noroeste de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32: 127-145.
- Jones, R.R. y Holdsworth, R.E. (1998). Oblique simple shear in transpression zones. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F., Eds.), Special publication of the Geological Society of London, 135: 35-40.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K. y Tavarnelli, E. (2004). Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, 26: 1531-1548.
- Jordan, G. y Schott, B. (2005). Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case study. *Remote Sensing of Environment*, 94: 3-38.
- Julian, B.R., Zirbes, M. y Needham, R. (1982). The focal mechanism from the Global Digital Seismograph Network. En: *The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1254: 77-81.
- Jurado, M.J. y Mueller, B. (1997). Contemporary tectonic stress in Iberia. New evidences from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282: 99-105.

- Keller, E.A., Bonkowski, M.S., Korsch, R.J. y Schlemmer, R.J. (1982). Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone in the Southern Indio Hills, Coachella Valley, California. *Geological Society of America Bull.*, 93: 46-56.
- Klitgord, K.D. y Schouten, H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. En: *The Western North Atlantic Region* (Vogt, P.R. y Tucholke, B.E., Eds.), GSA DNAG, M: 351-378.
- Kingma, J.T. (1958). Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1: 269-274.
- Krantz, R. (1995). The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, 17: 1125-1137.
- Kresic, N. (1995). Remote sensing of tectonic fabric controlling groundwater flow in dinaric karst. *Remote Sensing of Environment*, 53: 85-90.
- Lamouroux, C. (1976). *Les mylonites dans le massif du neouvielle*. Tesis doctoral, Universidad de Toulouse, 148 p.
- Lamouroux, C., Soula, J.C., Deramond, J. y Debat, P. (1980). Shear zones in granodiorite massif of the central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine Orogenesis. *Journal of Structural Geology*, 2: 49-53.
- Lamouroux, C., Soula, J.C. y Roddaz, B. (1981). Les zones mylonitiques des massifs du Bassiès et de l'Aston (Haute Ariège). *Bull. B.R.G.M.*, 2: 103-111.
- Lanaja, J.M. (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. Informe del IGME, Madrid, 465 p.
- Ledo, J. (1996). *Aplicación del método magnetotélúrico al estudio de la estructura litosférica de los Pirineos*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 196 p.
- Leonard, R. (1983). Geology and hydrocarbon accumulations, Columbus basin, offshore Trinidad. *A.A.P.G. Bull.*, 100: 1081-1093.
- Lewis, S.D., Ladd, J.W. y Bruns, T.R. (1988). Structural development of an accretionary prism by thrust and strike-slip faulting: Shumagin region, Aleutian Trench. *Geological Society of America Bull.*, 100: 767-782.
- Leymerie, A. (1862). Geognostic outline of the Little Pyrenees and particularly of the Ausseing mountain. *Bull. Soc. Géolog. France*, 19: 1091-1096.
- Liesa, M. (2004). El metamorfismo varisco de la Zona Axial de los Pirineos. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 258-263.
- López-Martínez, N., Fernández Marrón, M.T., Peláez-Campomanes, P. y de la Peña Zarzuelo, A. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 19-28.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Glez-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruíz, M. (2004). Actividad Sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002). *Trabajos de Geología*, 24: 91-106.
- Lowell, J.D. (1972). Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Geological Society of America Bull.*, 75: 3091-3102.
- Luyendyk, B.P., Kamerling, M.J., Terres, R.R. y Hornafius, J.S. (1985). Simple shear of southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations. *Journal of Geophysical Research*, 90: 12503-12537.
- McCaig, A.M. (1984). Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 129-141.
- McCaig, A. M. y Miller, J., 1986. ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of mylonites along the Merens Fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 140-172.
- Maestro, A. y Casas, A.M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 193-214.
- Maestro, A. (2000). Evolución del sistema lacustre de Artesa del Segre, (Eoceno superior de NE de la cuenca del Ebro). *Geotemas*, 2: 127-132.

- Malagón, J., Hernaiz, P.P., Rodríguez-Cañas, C. y Serrano, A. (1994). Notas sobre la inversión tectónica y aloctonía de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 139-142.
- Maldonado, A. (1977). *Estudio Geológico geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 255 p.
- Martín Serrano, A. (1979). El conocimiento del lignito y del Terciario en Galicia; exposición crítica. *Tecniterrae*, 31: 1-8.
- Martínez García, E. (1983). El Pérmico de la Región Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Martínez Díaz, C., Ed.), IGME, Madrid: 389-402.
- Martínez-Peña, B. y Pocoví, A. (1988). El Amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 81-94.
- Mattauer, M. (1990). Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. Géolog. France*, 8: 307-311.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., Dos Reis, A.T., Gorini, C. y Nercessian, A. (2001). Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23: 1701-1726.
- Mazzoli, S. y Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, 83: 464-468.
- McCaig, A.M. (1986). Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 319-342.
- McCaig, A.M. y Miller, J. (1986). ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of mylonites along the Merens Fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 140-172.
- McClay, K.M. y Bonora, M. (2001). Analog models of retraining stepovers in strike-slip faults systems. *A.A.P.G. Bull.*, 85: 233-260.
- McClelland, E. y McCaig, A.M. (1989). Palaeomagnetic estimates of rotations in compressional regimes and potential discrimination between thin-skinned and deep crustal deformation. En: *Palaeomagnetic rotations and continental deformation* (Kissel, C. y Laj, C., Eds.), NATO ASI Series C, 254: 365-379.
- Meigs, A.J., Vergés, J. y Burbank, D.W. (1996). Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bull.*, 27: 1608-1625.
- Meigs, A.J. (1997). Sequential development of the selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, 19: 481-502.
- Mellere, D. y Marzo, M. (1992). Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poba de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 145-159.
- Mellere, D. (1993). Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south central Pyrenees. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, 20: 259-276.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-hercinian deposits in teh south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A.M. (1995). El frente de cabalgamiento supirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 73-90.
- Millán Garrido, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 pp.
- Millán-Garrido, H., Pueyo-Morer, E.L., Aurell-Cardona, M., Luzón-Aguado, A., Oliva-Urcia, B., Martínez-Peña, M.B. y Pocoví, J.A. (2000). Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 279-300.
- Mitra, S. (2003). A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25: 1659-1673.
- Monge, C. (1987). Estudio sedimentológico de la cuenca Terciaria de Meirama: un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 61-67.
- Moody, J.D. y Hill, M.J. (1956). Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America Bull.*, 57: 449-476.
- Morgenstern, N.R. y Tchalenko, J.S. (1967). Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*, 17: 309-328.

- Mount, V.S. y Suppe, J. (1987). State of stress near the San Andreas fault: implications for wrench tectonics. *Geology*, 15: 1143-1146.
- Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. En: *Thrust Tectonic* (McClay, K.R., Ed.) Chapman and Hall: 235-246.
- Mutti, E., Seguret, M. y Sgavetti, M. (1988). *Sedimentation and deformation in the Tertiary Sequences of the southern Pyrenees*. A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, Nice, Guidebook to Fieldtrip 7, 199p.
- Naylor, M.A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C.H.K. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8: 737-753.
- Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P. y Sykes, L.R. (1986). Seismicity and fault kinematics through the eastern Transverse Ranges, California: block rotation, strike-slip faulting and low-angle thrusts. *Journal of Geophysical Research*, 91: 4891-4908.
- Nuño Ortea, C. (1978). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 303 (Verín) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Olivet, J.L. (1996). Cinématique de la plaque Ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquit.*, 20: 131-195.
- Pardo, G. (coord.), Pardo, G., Arenas, C., Gonzalez, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. (2004). La cuenca del Ebro. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 533-534.
- Parish, M. (1984). A structural interpretation of a section of the Gavarnie Nappe and its implications for Pyrenean geology. *Journal of Structural Geology*, 6: 247-255.
- Passchier, C.W. (1982). Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélémy Massif French Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4: 69-79.
- Philip, H., Bousquet, J.C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X. y Grellet, B. (1991). Presence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: Implications sismotectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 314: 1239-1245.
- Plaziat, J.C. (1972). Précisions nouvelles sur la position stratigraphique et structurale des conglomérats à ciment rouge de Coll de Nargó (Prov. de Lérida, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 274: 2343-2431.
- Pocoví, A.J. (1978). Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). *Acta Geológica Hispánica*, 13: 73-79.
- Pous, J., Julia, R. y Sole Sagrañes, L. (1986). Cerdanya basin geometry and its implication on the neogene evolution of the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 355-365.
- Pous, J., Muñoz, J.A., Ledo, J. y Liesa, M. (1995). Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 217-220.
- Prescott, W.H. y Yu, S.B. (1986). Geodetic measurements of horizontal deformation in the northern San Francisco Bay, California. *Tectonophysics*, 97: 41-56.
- Puigdefàbregas, C. (1975). *La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, nº 104. Número Extraordinario de la Revista Pirineos. Jaca, 187 p.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986). Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. En: *Foreland Basins* (Allen, P.A. y Homewood, P., Eds.), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 8: 229-246.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (McClay, K., Ed.), Chapman y Hall, London, 247-254.
- Ramírez del Pozo, J., Riba, O. y Maldonado, A. (1974). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 329 (Pons) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie)*. IGME, Madrid.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987). *Techniques of modern structural geology of rocks and regions (Volume 1: Strain Analysis)*. Academic Press, London, 308 p.

- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewsky, G., Almeida, F.M., Carvalho, D. y Monteiro, J.H. (1979). *Introduction à la géologie général du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Special publication, 114 p.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentrakbl. Mineral. Geol. Paläontol. Abh.*, B: 354-368.
- Richard, P.D., Ballard, J.F., Colleta, B. y Cobold, P.R. (1989). Fault initiation and development above a basement strike-slip fault: analogue modelling and tomography. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 309: 2111-2118.
- Richard, P.D. y Cobbold, P.R. (1990). Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. *Annales Tectonicae*, 4: 35-44.
- Richard, P.D. (1991). Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique (normal-wrenching or reverse wrench) slip. *Journal of Structural Geology*, 13: 459-469.
- Richard, P.D., Naylor, M.A. y Koopman, A. (1995). Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, 1: 71-80.
- Ríos, J.M. (1951). Análisis estratigráfico y tectónico de una parte del valle del Segre, en la provincia de Lérida (la zona de Coll de Nargó). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 63: 563-637.
- Roca, E. (1996). The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (eastern Pyrenees). En: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (Friend, P.F. y Dabrio, C.J., Eds.), Cambridge Univ. Press: 114-119.
- Roca, E. y Santanach, P. (1986). Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales). *Geogaceta*, 1: 37-38.
- Rodríguez-Cañas, C., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Serrano, A. (1994). Notas sobre la estructura cabalgante de Rojas-Santa Casilda. *Geogaceta*, 15: 135-138.
- Rodríguez Fernández, L.R., Martínez García, E., Marquínez, J. Heredia, N. y Navarro, D. (1982). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 56 (Carreña-Cabrales) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Suárez, A. y Álvarez Marrón, J. (1988). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 80 (Burrón) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Navarro, D., Martínez, E. y Marquínez, J. (1989). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 81 (Potes) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie)*. IGME, Madrid.
- Rodríguez Pascua, M.A., de Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994). Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona el alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 163-174.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to Present. *Geology*, 19: 613-616.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 107-130.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñóz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P. y Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- Rueda, J. y Mezcua, J. (2001). *Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia*. Instituto Geográfico Nacional, Publicación Técnica nº 35.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A. (2006). Seismic activity at the western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412: 217-235.
- Sáez, A. y Cabrera, L. (1994). Sedimentación lacustre en la cuenca cenozoica de As Pontes (A Coruña). *Geogaceta*, 15: 59-62.
- Sáez, A. y Cabrera, L. (2002). Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology*, 49: 1073-1094.
- Saillant, J.P. (1982). *La faille de Mérens (Pyrénées Orientales) microstructures et*

mylonites. Tesis doctoral de tercer ciclo, Universidad de Paris, 297 p.

Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.

Sans, M. (2003). From thrust tectonics to diapirism; the role of evaporites in the kinematic evolution of the eastern south Pyrenean front. *Geologica Acta*, 1: 239-259.

Sans, M., Vergés, J., Gomis, E., Pares, J.M., Schiattarella, M., Trave, A., Calvet, F., Santanach, P. y Doulcet, A. (2003). Layer parallel shortening in salt-detached folds; constraints on cross-section restoration. *Tectonophysics*, 372: 85-104.

Santanach, P., Ferrús, B., Cabrera, L. y Sáez, A. (2005). Origin of a restraining bend in an evolving strike-slip system: The Cenozoic As Pontes basin (NW Spain). *Geologica Acta*, 3: 225-239.

Santanach, P., Baltuille, L.L., Cabrera, C., Monge, C., Sáez, A. y Vidal Romani, J.R. (1988). *Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales*. IIº Congreso Español de Geología, Granada, Actas: 123-133.

Santanach Prat, P. (1994). Las cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuaderno Lab. Xeol. de Laxe*, 19: 57-71.

Saura, E. (2004). *Anàlisi estructural de la zona de les nogueres (pirineus centrals)*. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 339 p.

Schreurs, G. (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology*, 22: 567-570.

Schreurs, G. (1997). Experiments on faulting in zones of oblique shortening. *The leading edge*, 16: 1159-1163.

Schreurs, G. y Coletta, B. (1998). Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F, Eds), Special publication of the Geological Society of London, 135: 59-79.

Schreurs, G. (2003). Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach.

En: *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts* (Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F., Eds.), Special publication of the Geological Society of London, 210: 35-52.

Seguret, M. (1972). *Etude Tectonique des Nappes et Series Decollees de la Partie Centrale du Versant Sud des Pyrenees*. Publications de l'Universite des sciences et techniques du Languedoc (Ustela), Series Geologie Structurale N° 2, 151 p.

Seguret, M., Daignieres, M. y Equipe Profil ECORS Pyrénées (1985). Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees. *Terra Cognita*, 5: 122.

Senz, J. y Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 195-209.

Sibuet, J.C., Srivastava, S.P. y Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109: B08104.

Simó, A. (1985). *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 326 p.

Simpson, C., Carreras, J. y Losantos, M. (1982). Inhomogeneous deformation in Roses granodiorite, NE Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 4: 219-226.

Skempton, A.W. (1966). *Some observations on tectonic shear zones*. Proceedings of the 1st international congress of the International Society of Rock Mechanics, Lisbon, 1: 329-335.

Soler, D., Teixell, A. y García Sansegundo, J. (1998). Amortissement lateral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 327: 699-704.

Soto, R., Mattei, M. y Casas, A.M. (2003). Relación entre ASM y plegamiento en una zona de interferencia de pliegues (lámina de Cotiella-Bóixols, Pirineo meridional). *Geodinamica Acta*, 16: 171-185.

Soula, J.C. y Bessiere, G. (1980). Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 2: 69-74.

- Souriau, A. y Granet, M.A. (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research*, 100: 18117-18134.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F. (Eds) (2003). *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts*. Special publication of the Geological Society of London, 210: 35-52.
- Sylvester, A.G. (Ed.) (1984). *Wrench fault tectonics*. A.A.P.G. Reprint Ser., 28: 374 p.
- Sylvester, A.G. (1988). Strike slip faults. *Geological Society of America Bull.*, 100: 1666-1703.
- Tchalenko, J.S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bull.*, 81: 1625-1640.
- Tchalenko, J.S. y Ambrayeses, N.N. (1970). Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bull.*, 81: 41-60.
- Teixeira, C. (1972). *Carta geológica de Portugal. Escala 1:500.000*. 4ª Ed., Dir. Geral. de Minas y Serv. Geol. Portugal.
- Teixeira, C. y Gonçalves, F. (1980). *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 p.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995). Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 215-228.
- Teixell, A. (1996). The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Jour. of the Geological Society of London*, 153: 301-310.
- Teixell, A. y Muñoz, J.A. (2000). Evolución tectono-sedimentaria del pirineo meridional durante el terciario; una síntesis basada en la transversal del Río Noguera Ribagorçana. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 251-264.
- Teixell, A. (2004). Estructura de los Pirineos: generalidades. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid: 321-323.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Markley, M. (1995). Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23: 447-450.
- Thomas, G. y Delfaud, J. (1990). Mise en évidence de décrochements dextres NW-SE contemporains de la sédimentation oligo-miocène dans le bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 310 (6): 801-806.
- Tikoff, B. y Teyssier, C. (1994). Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16: 1575-1588.
- Tirrul, R. (1984). *Regional pure shear deformation by conjugate transcurrent faulting, externalides of Wopmay Orogen, N.W.T.* Geological Association of Canada, Programs with abstracts, 9: 111.
- Torne, M., de Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignieres, M. y Rivero, A. (1989). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165: 105-116.
- Ubanell, A.G. (1983). *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 217 p..
- Ullastre, J., Durand-Delga, M. y Masriera, A. (1987). Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán). *Boletín Geológico y Minero*, 98: 3-22.
- Ullastre, J. y Masriera, A. (1992). L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 315: 579-586.
- Ullastre, J. (1998). Boceto para un mapa geológico detallado del frente del Montsec (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 7: 175-168.
- Ullastre, J. y Masriera, A. (2006). El anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó: consideraciones estratigráficas y estructurales basadas en una nueva cartografía geológica (Pirineo catalán, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 14: 5-35.

- Van Dongen, P.G. (1967). The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the Eastern Pyrenees. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 3: 417-432.
- Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Palomino, R. (2004). Los corredores de fallas de Regua-Verin y Vilarica; zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la península ibérica. *Geotemas*, 6: 245-248.
- Vegas, R. (2005). Deformación alpina de macizos antiguos: el caso del Macizo Ibérico (Hespérico). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 100: 39-54.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990). Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Géolog. France*, 6: 265-271.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. y Martínez, A. (1992). South Pyrenean fold-and-thrust belt; role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. En: *Thrust Tectonics* (McClay, K.R., Ed.), Chapman Hall, London: 255-264.
- Vergés, J. (1999). *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Col·lecció Monografies tècniques, v. 7, Institut Cartogràfic de Catalunya, 194 p.
- Verhoeff, P.N.W., Vissers, R.L.M. y Zwart, H.J. (1984). A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (central Pyrenees, France). *Geol. Mijnbouw*, 63 (4): 399-410.
- Vielzeuf D. y Kornprobst J., (1984). Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 87-96.
- Villarmor, P., Capote, R. y Tsige, M. (1966). Actividad neotectónica de la Falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20: 925-929.
- Virgili, C. y Brell, J.M. (1975). Algunas características de la sedimentación durante el Terciario en Galicia. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 39: 1074-1106.
- Walsh, J.J. y Waterson, J. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10: 239-247.
- Wesson, R.L., Helley, E.J., Lajoie, K.R. y Wentworth, C.M. (1975). Fault and future earthquake. En: *Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region* (Bochardt, R.D., Ed.), U. S. Geological Survey Professional Paper, 941 A: 5-30.
- Whitmarsh, R.B., Ginzburg, A. y Searle, R.C. (1982). The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, north-east Atlantic Ocean. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 70: 79-108.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seeley, D.R. (1973). Basic Wrench Tectonics. *A.A.P.G. Bull.*, 57: 74-96.
- Willems, H. (1982). *Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Antiklinale von Boixols-Coll de Nargó - ein Beitrag zur Geologie der Decke von Montsech Izentrale Südpynenäen, Nordost-Spanien*. Tesis doctoral, Universidad de Frankfurt, 336 p.
- Willems, H. (1985). Marine uppermost Cretaceous and Garumnian facies in the region of Bóixols-Coll de Nargó anticline (Prov. Lérida, Spain). *Estudios Geológicos*, 41: 17-24.
- Williams, G.D. y Fischer, M.W. (1984). A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3: 773-780.
- Williams, G.D. (1985). Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 7: 11-17.
- Wilson, G. (1960). The tectonics of the "Great Ice Chasm", Filchner Ice Shelf, Antarctica. *Geologists Association Proceedings*, 71: 130-138.
- Wise, D.U. (1982). Linesmanship and the practice of linear geo-art. *Geological Society of America Bull.*, 93: 886-888.
- Woodcock, N.H. (1987). Kinematics of strike-slip faulting, Builth Inlier, Mid-Wales. *Journal of Structural Geology*, 9: 353-363.
- Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994). Continental Strike-Slip Tectonics. En: *Continental deformation* (Hancock, P.L., Ed.), Pergamon press: 251-263.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenberg, P., Jones, L., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O. y Wentworth, C. (1987). New evidence on the state of stress of the San Andreas Fault System. *Science*, 238: 1105-1111.
- Zwart, H.J. (1958). La faille de Mérens dans les Pyrénées Ariégeoises. *Bull. Soc. Géolog. France*, 6: 783-796.

Zwart, H.J. (1979). The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.

Zwart, H.J. (1981). Three profiles through the Central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw*, 60: 97-104.

